郯庐断裂带

王小凤 李中坚 陈柏林
陈宣华 董树文 张 青 等著

地质出版社



郯庐断裂带

王小凤　李中坚　陈柏林　等著
陈宣华　董树文　张　青

地质出版社



ISBN 7-116-03116-2
P·2127 定价：65.00元

郯庐断裂带

王小凤　李中坚　陈柏林　陈宣华　董树文
张　青　武红岭　邢历生　张　宏　董法先　著
邬华梅　霍光辉　林传勇　白嘉启　刘晓春

地质出版社
·北　京·

内 容 简 介

郯城—庐江断裂带是纵贯中国东部大陆的一条巨型构造带，它对该区的构造格局、沉积作用、岩浆活动以及能源矿产和地质灾害的形成分布有重要的控制作用。本书作者在大量野外调查基础上，运用国内外先进的技术方法，从宏观到微观，从形变到相变，从浅部到深部，将地球物理与地球化学相结合，全面阐述了郯庐断裂带的空间展布、结构组合、活动方式的特征及其形成的动力学机制，详细论述了断裂带形成演化和构造应力场演变的过程；提出断裂带由南而北分段递进生长迁移的发育机制和走滑断裂多层滑移的地质模式；讨论了断裂带形成演化的动力来源问题，认为它是中国东部由特提斯体制向太平洋体制转换过程的产物。书中还介绍了古地磁学、精细年代学、矿物高分辨晶格像等方面研究的新发现。本书可供地学界科研、生产和教学人员参考。

图书在版编目(CIP)数据

郯庐断裂带/王小凤等著. —北京：地质出版社，2000. 7
ISBN 7-116-03116-2

Ⅰ. 郯…　Ⅱ. 王…　Ⅲ. 断裂带-研究　Ⅳ. P544

中国版本图书馆 CIP 数据核字(2000)第 32808 号

地质出版社出版行

(100083　北京海淀区学院路 29 号)

责任编辑：江晓庆　渠洁瑜

*

北京印刷学院实习工厂印刷　新华书店总店科技发行所经销

开本：787×1092 1/16　印张：24.25　插页：4　字数：590000

2000 年 7 月北京第一版 · 2000 年 7 月北京第一次印刷

印数：1—500 册　　定价：65.00 元

ISBN 7-116-03116-2
P · 2127

序

郯庐断裂带是一条纵贯中国大陆东部的巨型构造带。它是这一地区地质发展一定阶段的产物，同时又对该地区的构造格局、沉积作用、岩浆活动以及能源、矿产和地质灾害的形成与分布等产生了重要影响。因此关于它的形成和演化的研究，一直被认为是认识我国东部大陆边缘构造演化和动力学机制的关键性课题之一，也是研究有关我国东部地质资源和地质环境问题的重要基础课题之一，所以长期以来深受国内外学者们的关注。

由于我国大陆东部中生代以来经受了多次构造变革，使这一绵延 2000 km 以上的断裂带具有十分复杂的演化历史，因而尽管不少学者进行了大量工作，但对于有关它的许多重大地质问题的认识，仍存在不少歧见。其现状需要有一项全面、系统、完整的成果问世。

王小凤教授及其科研集体的新著《郯庐断裂带》可以说是在这一征程中应运而生的一部力作。作者等在历时四年的艰苦科研实践中，进行了大量野外调查，通过多学科的多种先进技术方法和手段，搜集了多方面丰富的第一手资料，取得了丰硕的研究成果；该书则是此项成果的全面总结，也是作者们四年来心血和劳动的结晶。

本书运用系统论的观点和构造体系及其复合的思路，采取物质和运动统一的历史分析方法，将郯庐断裂带及其周边地区作为一个整体，并置于中国大陆边缘大环境（特别是南北地块的拼合和特提斯体制向太平洋体制的转变）中，加以观察和剖析，把各种方法手段所取得的资料数据（包括前人成果），围绕一个主题，进行深入研讨，最后对这一巨大而复杂的"断裂系"的形成演化，提出了较为完整的系统认识。而这一切又都紧紧立足于实际，接受实际的检验，使一些成果具有某种立典意义，这些都是本书的重要特色，也是在方法学上的一个贡献。

郯庐断裂（尤其是其南段）以其大幅度左行平移面貌，给人以鲜明而深刻的直观印象，这也是以往不少研究者注意的焦点。本书在对大量实际材料综合分析的基础上，提出了一系列新看法。关于郯庐断裂的形成，作者认为它发轫于南北地块拼合带的向南突出部位，而下地壳物质的北北东向左行韧性剪切流动则是其启动机制，然后逐步向浅部和向北扩展。这一平面上自南向北分段递进生长迁移机制，得到了相应沉积盆地和岩浆活动年代学资料的支持，也解释了中南段的缩短率和位移量明显大于北段的事实。同时根据不同层次变形域的特征，提出了沿滑脱面上层对下层做 S(SS)E 向滑动的多层滑移模式，反映了陆内大型走滑断裂带由深到浅的应力应变传递方式。通过断裂两侧地壳缩短资料的判断，得出了郯庐中南段累积最大位移量为 300 km 的结论。这些都是对郯庐左行剪切研究的新的重要进展。但是郯庐断裂带并不是一条简单的左行走滑断裂，作者通过多种测年方法的详细年代学研究，结合地质分析，将其发育历史划分为六个时期，其中 T_3—J_{1-2}的韧性挤压—韧性左行剪切平移，J_2—K_1 的脆性左行剪切—拉张，K_2—E 的拉张—右行剪切及 N—现今的脆性右行剪切、挤压等四个变形阶段，较全面地重现了从特提斯体制向太平洋体制的复杂历史转化过程，也在相当程度上反映了我国东部大陆边缘的动力学特征。本书的精彩之处还在于一些重要的新发现，如古地磁资料表明，断裂带东侧晚侏罗世华南地块曾发生 15°～25°的逆时针旋转，这

不但对了解我国东部大陆边缘的地块的运动方式有重要意义，而且因为这一时期正是重要的成矿期，其在区域成矿研究中的意义也是不言而喻的。特别是富铝单斜辉石中石榴子石出溶结构的发现和书中对它以及相关问题的讨论，已为大别山-苏鲁超高压带的研究提出了新的课题。此外书中对幔源包体的变形特征、构造演化的数值分析和中南段金矿的构造控制规律等方面均作了专门论述，提出了有新意的成果和见解。本书还对郯庐断裂带形成演化的动力来源问题进行了探索性研究，提出地球自转速率的变化，导致大陆表层物质向低纬度流动，诱发了左行走滑运动和洋壳物质的滞后效应，引起近东西向的挤压作用，这已超出郯庐断裂带本身，涉及整个东亚构造演化的动力来源问题了。总之本书比较合理地阐明了断裂带两侧的运动方式和总体的动力特征，以及郯庐断裂带与大别山带之间的动力学联系，并有重要的进展、发现和创新，本书将郯庐断裂带的研究推向一个新的高度，也是地质力学与多学科研究相结合的一个新的范例。虽然由于涉及面广，信息量大，书的前后内容或有待进一步磨合之处；沿断裂带及其两侧广泛发育的中生代岩浆岩的构造环境指示意义也有待探讨。但毋庸置疑的是本书的出版将对郯庐断裂带以及相关的领域的研究工作起着有力的推动和促进作用，在资源环境等应用领域亦将产生有意义的影响。

在本书即将问世之际，谨向以王小凤教授为首的付出了辛勤劳动并做出了出色贡献的作者们表示衷心的热忱祝贺和致意。

常印佛

2000年5月10日

前　言

郯庐断裂带(为郯城-庐江断裂带的简称)是引人瞩目、纵贯中国大陆东部的一条巨型断裂带,它对中国东部的地质发育、矿产资源和地质灾害的形成与分布起着重要的控制作用。因此,"八五"期间地质矿产部实施了"郯庐断裂带的形成演化及其对地质发展的控制作用"项目——重要基础性研究项目之一。该项目研究的目的和内容是:查明断裂带的空间展布、构造组合、活动方式、变形机制及应力场演变特征;通过断层岩形态学、运动学、动力学、年代学和地球化学的研究,重建郯庐断裂带形成演化历史及 pTt 轨迹;探讨东亚濒太平洋巨型走滑断裂系变形的动力学模式;讨论断裂带与金矿成矿作用的关系。

该项目负责单位为地质矿产部地质力学研究所,参加单位为原地质矿产部沈阳地质矿产研究所、安徽省地矿局地质科学研究所、山东省地矿局遥感站、物探队等四个单位。项目组在对前人成果充分吸收和综合分析基础上,抓住关键问题,在典型区段进行点面结合的野外地质调查、采集各种样品,通过实验测试和综合整理,编制成研究报告。项目主要研究工作如下。

1. 郯庐断裂带构造特征及运动学动力学机制研究

通过区域构造、地球物理综合分析和重点区段地质调查,厘定郯庐断裂带的力学性质、活动方式、构造型式组合及其时空演变特征,编制郯庐断裂带地质构造图。查明平移期基本构造格架为类鱼骨状构造,主干断裂位移量主要通过其东侧一系列北东向构造带及西侧一系列向南凸出的弧形构造近南北向地壳缩短来吸收,中南段最大位移量为 300 km,北段为 100～150 km。

通过郯庐断裂带及其两侧变形构造定量分析(古应力方向、大小、应变量、位移量、缩短量等估算),编制郯庐断裂带构造应力场演化图。

2. 郯庐断裂带地球物理特征研究

通过对断裂带及其两侧遥感影像、地球物理(航磁、重力、GGT 断面)资料分析,查明断裂带三维展布、岩石圈结构特征及其形成时期、活动方式、变形动力学过程,编制陆地卫星 TM 影像图、遥感地质解译图及地球物理特征图件。并进行断裂带北段天然地震层析成像试验研究,取得一套图件和成果。

编制郯庐断裂带及两侧大地热流值图,查明沿郯庐断裂带有一个热流值梯度带,其东侧为面状分布的高热流值区。

通过郯庐断裂带幔源包体显微构造分析,重塑沿断裂带新生代地幔流体流变状态($\sigma_1-\sigma_3$、ε、η、p、t)及流动方式。

通过分析郯庐断裂带两侧中新生代古地磁样品,查明郯庐断裂带两侧自中侏罗世以来不存在巨大规模的左行平移,断裂带东侧华南地块早白垩世之前曾发生 15°～25°逆时针转动。

3. 郯庐断裂带形成演化历史研究

郯庐断裂带两侧大别山与苏鲁造山带对比研究。在基本构造组成、变形变质相组合、变形变质期次时代、构造变形及深部物质作用过程的对比分析基础上，查明大别山-苏鲁超高压变质带的折返和郯庐断裂带形成演化之间的动力学联系，提出超高压变质带反向加楔的折返机制。同时进一步厘定郯庐左行平移发生的时期、启动部位及平移的幅度。

郯庐断裂带年代学研究，运用多种高精度测年的方法相互配合（U-Pb、^{40}Ar-^{39}Ar、K-Ar、Sm-Nd、Rb-Sr、ESR 等），厘定郯庐断裂带演化各阶段的时限，并提出断裂带自南而北分段递进生长迁移的发育机制。

郯庐断裂带形成演化历史，分为五个阶段：启动期（T_3）、平移期（J_{1-2}—J_3）、拉张期（K_1—K_2）、挤压右行平移期（K_2 末—E）和挽近活动期（N—Q）。推测各期构造应力场发生转变可能与地球自转速率的变化有关。

采用二维不可压缩粘性流体——牛顿流模型和小挠度弹性薄板模型，分别对断裂带发育不同阶段的形变场、应力场进行数值模拟。提出实际的郯庐走滑断裂演化多层地质模型。

4. 在研究方法上

本项目尽量做到宏观与微观、形变与相变、深部与浅部、地球物理与地球化学相结合，多种学科相互交叉和渗透；尽力采用多种先进测试仪器和技术，以求得出高水平定量研究成果。例如本项目涉足原子尺度下矿物反应前沿领域的研究，运用高分辨电子显微镜在超高压变质带内发现单斜辉石中石榴子石出溶结构形成过程的晶格像，提供了郯庐走滑导致超高压变质带折返深部物质反应过程的证据。

5. 在应用研究上

提出郯庐断裂带分级控制金矿的规律，以及断裂带主活动期即为其主成矿期，并指出寻找大型金矿集中区的方向。

项目各承担单位参加本研究的人员为：原地质矿产部地质力学研究所王小凤、李中坚、陈柏林、陈宣华、张青、董法先、武红岭、邢历生、白嘉启、刘晓春和王连捷，原地质矿产部沈阳地质矿产研究所张宏、王伍力，安徽省地矿局地质科学研究所董树文、黄德志，山东省地矿局邬华梅、霍光辉，国家地震局地质研究所林传勇，辽宁省地震局李荣安。

在项目研究过程中，项目组与美国加州大学洛杉矶分校地球与空间科学系进行了有关“郯庐断裂带形成演化的动力学机制”的中美合作项目研究（1993～1996），美方参加人员有尹安博士、聂上游博士和 Mark. Harrison 教授。美国加州理工学院赵大鹏博士与项目组开展了有关“郯庐断裂带北段（辽宁）天然地震层析成像”的合作研究。此外安徽省地矿局地质科学研究所袁洪亮、山东省地矿局区调队刘贵章参加了部分野外考察工作。地质矿产部地质力学研究所陈正乐和许顺山参加了平衡剖面编制及应力、应变测量工作。

原地质矿产部地质力学研究所声发射实验室、X 光岩组实验室、古地磁实验室、构造应力场实验室；原地质矿产部地质研究所沉积分析实验室、同位素年代学实验室、构造物理实验室；原地质矿产部矿床地质研究所 X 光实验室；中国科学院同位素年代学实验室；国家地震局地质研究所 ESR 实验室、K-Ar 同位素年代学实验室；北京大学透射电镜实验室、地质系电子探针实验室；原地质矿产部南京地质矿产研究所同位素年代学实验室；石油天然气总公司石油规划研究院遥感实验室；美国加州大学洛杉矶分校地球与空间科学系同位素年代学实验室及美国加州理工学院地震实验室等有关单位协助完成部分样品测试、分析及计算任务。

四年来本项目组在原地质矿产部科技司的领导下，在中国地质科学院科技处关怀支持下，并在项目顾问组李廷栋院士、孙殿卿院士、陈庆宣院士、马宗晋院士、肖序常院士、崔盛芹教授和刘迅研究员的指导下，全体成员努力工作，紧密协作，圆满完成了该项研究成果。1996年3月地质矿产部科技司组织由王鸿祯、程裕淇、胡海涛等院士和万子益教授等组成的专家组，对项目进行了评审和验收。项目组在上述最终科研报告基础上，经过修改编写成本书。本书是六个单位的合作成果，是参加项目的全体人员辛勤劳动的结晶。各章节分工如下：第一章由王小凤、李中坚、张青负责；第二章由李中坚、陈柏林、张青负责；第三章由邬华梅负责；第四章由霍光辉、王小凤、白嘉启、李荣安负责；第五章由邢历生、李中坚负责；第六章由董树文、黄德志负责；第七章由刘晓春负责；第八章由陈宣华、王小凤负责；第九章由陈宣华、王小凤负责；第十章由张青、陈柏林、陈宣华负责；第十一章由张宏负责；第十二章由林传勇、张小鸥、徐义刚、史兰斌、陈孝德负责；第十三章由陈柏林负责；第十四章由武红岭、陈柏林、王小凤负责；第十五章由董法先负责；前言和后语由王小凤负责。全书最后由王小凤、李中坚、陈宣华、陈柏林统稿，陈宣华、陈正乐负责英文审校。图件清绘由杨洁、尚玲承担。

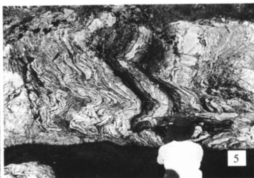
在本书编写过程中，还得到了山东省地矿局、安徽省地矿局的大力支持和关怀，得到了常印佛院士，中国地质大学索书田、李东旭、李树靖教授的热情指导和帮助，在此一并表示感谢。


1


2


3


4


5


6

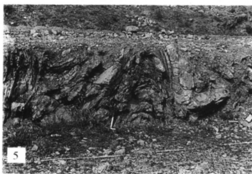

7


1


2

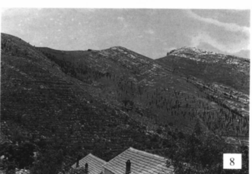

3

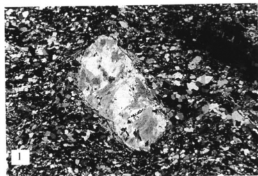

4


5


6

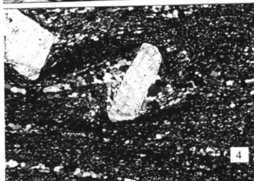

7

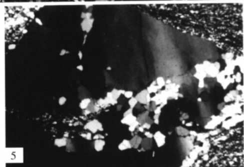

8

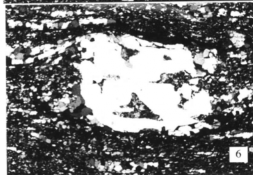

1


2


3

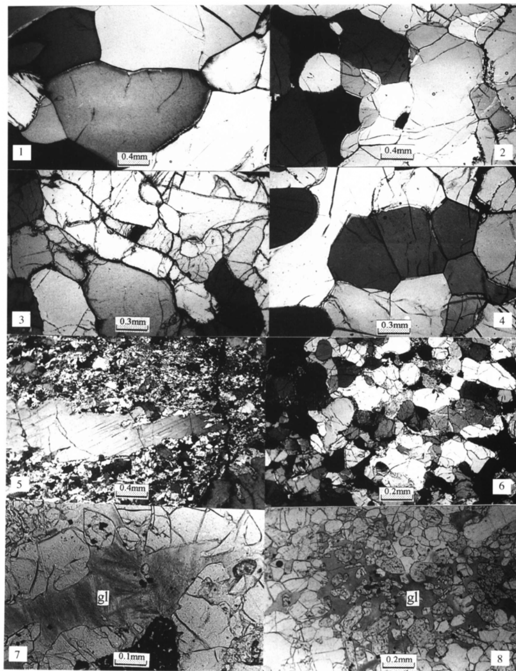

4


5

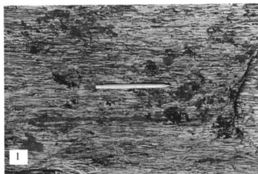

6

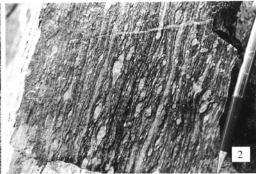

7


8


1
0.4mm
2
0.4mm
3
0.3mm
4
0.3mm
5
0.4mm
6
0.2mm
gl
7
0.1mm
gl
8
0.2mm


1
0.1mm
0.1mm
2
3
0.1mm
0.1mm
4
Am
5
0.25mm
ph
ph
0.25mm
6


1


2

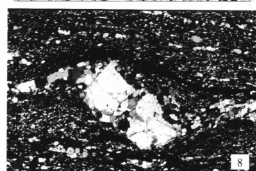

3

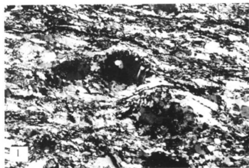

4

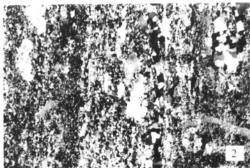

5

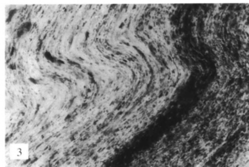

6

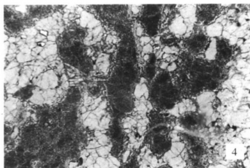

7

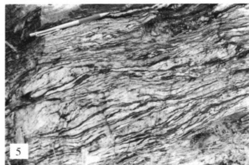

8


1


2


3


4


5


6


7


RICOH
8

目　录

CONTENTS

第一章 概 论

1.1 引 言

郯城-庐江断裂带(以下简称郯庐断裂带或郯庐断裂)是纵贯中国东部大陆边缘的一条巨型断裂带,总体呈北北东走向,北起黑龙江,南至长江,绵延2400多km。该断裂带跨越了具有不同演化历史的东北吉黑地块、华北地块、华南地块及大别-苏鲁造山带,它的形成演化对中国东部中生代以来的沉积岩相古地理、岩浆活动、变质作用,以及金属矿产及石油天然气等的形成与分布都有明显的控制作用,同时它又是一条现今地震活动带。因此,对郯庐断裂带形成演化过程的研究是东亚大陆边缘动力学焦点问题之一,这一研究对资源预测和地震灾害防治也有重要的意义。

对郯庐断裂带调查最早的是德国人李希霍芬(1898)、中国学者谭锡畴(1923)和李捷(1929)。原地质部航测大队904队发现,山东郯城至安徽庐江一带,有一条十分醒目的航磁正异常带,第一次将之命名为郯城-庐江深大断裂带(1957)。此后对该断裂带的性质、演化及动力学机制的研究,引起中外学者的极大兴趣和关注。概括起来,存在五种不同的观点与认识。徐嘉炜最早研究郯庐断裂及平移性质,他认为郯庐断裂带是西北环太平洋边缘大陆内侧的大型平移断层,其动力背景是太平洋板块向大陆的斜向运动,主平移时代为晚侏罗—早白垩世(140~110 Ma),最大平移达740 km(徐嘉炜等,1984、1985、1992、1993)。另一种观点为"地缝合线-边界线转换断层带作为华北与华南板块的缝合线"(周导之等,1980[❶])第三种是转换断层模式。郯庐断裂的形成与华北和扬子陆块沿秦岭-大别造山带碰撞有关(李春昱,1975;OKay et al.,1992),这一转换断层活动时限为晚古生代—中生代,延续到侏罗纪。第四种为碰撞嵌入模式(Yin et al.,1993),基于郯庐断裂带的左行平移和朝鲜半岛沃川带、Honam剪切带右行平移运动学特征,认为郯庐和Honam剪切带之间的苏北、胶南及朝鲜的京畿-沃川带是华南板块北侧不规则被动边缘向北突出的一块,存在于碰撞前。嵌入碰撞时代为早二叠世晚期至晚三叠世与早侏罗世。第五种模式认为它是我国东部一个独立的巨型构造体系,称更新华夏系,形成于燕山运动晚期(李树靖等,1985;邓乃恭,1984)。以上五种观点从运动学角度分析归纳为两种机制,一是濒西太平洋的单剪运动机制,二是特提斯消失的陆块拼合转换机制。

到目前为止,以下问题仍然是地学界关注的热点:

1) 郯庐断裂带启动的时间、边界条件及古构造格局是什么?

2) 郯庐断裂带及其相邻地区的构造型式及岩石圈结构变化怎样?

3) 郯庐断裂带左行平移发生的时限?最大平移的幅度是740 km还是300 km?它所引起的从浅到深层次的应变图像如何?

---

❶ 周导之等,安徽省地质学会庆祝中国地质学会成立60周年学术报告,1980(内部交流)。

4）郯庐断裂带形成演化过程及构造应力场演变历史怎样？

5）中国东部大陆边缘变形的模式、地壳运动的程式及动力来源是什么？

当然本书试图通过地质调查和综合分析从不同程度或不同角度上来解答上述问题。在重塑郯庐断裂带形成演化过程的研究中，必须阐明以下三点看法。

首先，认为郯庐断裂带的基本格架是由过去至少是印支运动以来多次构造变动所确立的。为了恢复其构造活动的历史，必须考虑每次构造事件对于较老的构造格架的影响。不能认为现今的地块边界形态就是其形成时的初始轮廓，在重建这些构造时要考虑到晚期构造事件，特别是地块之间、大陆之间以及海陆之间以及随之而来的走滑断裂可能对已存在的地质形迹的分布和几何形态起到重要的改造作用。另一方面，厘定较老构造形迹的性质，可以用它定量恢复较新应变的线索。因此新构造和老构造的重建必定是相互影响的。本书就是这一研究的结果。

众所周知，走滑断裂是标志大陆地壳水平运动最好的典型构造之一。自 1913 年 Reid 等提出走向滑动断层术语以来已将近一个世纪了，在这期间对于走滑断层在地壳表层的变形图像及其动力学研究可以说是“尽善尽美”了，例如表示走滑断裂存在的各种构造型式：雁列褶皱、拉分盆地、表现纯剪和简单剪切的断裂系统等。20 世纪 80 年代以来，随着岩石圈动力学 GGT 大断面研究成果的积累，使走滑断裂在地壳深层次变形图像及其动力学方面的研究成为可能，并导致提出著名圣安德烈斯走滑断裂底部可能是一拆离带（Robert et al.，1990）。中国东部 GGT 地学断面的成果也支持了与郯庐断裂带相连东侧华南地块存在多层低角度拆离带的认识（国家地震局地学断面编委会，1991；陈沪生等，1993）。本书进一步在地质上揭示了走滑断层的发生对其两侧地块地壳内不同层次变形的效应，提出横穿不连续面（深层次拆离面）应力应变传递的型式。此外天然地震层析图像分析和大地热流值测量结果都支持了上述认识。

最后一个值得注意的问题是，走滑断裂引起的构造旋转问题（Sylverster，1994）。大家知道，大部分走滑断裂应是扭应力作用的产物，因此由于走滑断裂运动导致两侧地块内出现构造旋转是很自然的现象，但是在实际上很难被人们发现与承认。提高对构造旋转的鉴别水平要从两方面努力：一是要打破传统观念，深入研究旋扭构造发生的边界条件动力学机制；二是要提高观测的技术和水平。这里要提到古地磁学方法是鉴定地块发生旋转的时限、运动方式及幅度的有效手段，但它的结果只有与地质上形变相变及年代学研究成果分析相结合才能得到合理的解释和应用。

基于上述复杂情况，本书运用了李四光教授所倡导的构造体系及其复合的思路，来研究郯庐断裂带发育的历史。“构造体系是许多不同形态、不同性质、不同等级和不同序次，但具有成生联系的各项结构要素所组成的构造带以及它们之间所夹的岩块或地块组合而成的总体。这个总体，是一定方式的区域性构造运动（即地壳的一个组成部分的运动）的结果（李四光，1973）。因此我们将郯庐断裂带主干断裂带及其在相邻地区与之具有成生联系的不同方向、不同形态、不同性质、不同等级和不同序次的褶皱断裂等构造要素及它们所夹持的岩块、地块都看成是一个统一地质过程的产物，称之为统一的构造体系，为“郯庐系”。但是需强调，现今郯庐系的面貌应是其发生发展不同阶段或时期构造体系复合的结果。因此在其发育不同阶段，构造体系的应变图像和区域构造应力场都存在差异。在本书中将从宏观与微观、形变与相变、浅部与深部、地球物理与地球化学相结合的角度，通过对郯庐断裂带及其两侧具

有成生联系的变形进行构造几何学、运动学和动力学分析，以阐明郯庐断裂带的力学性质、活动方式、构造型式组合的时空演变规律和构造应力场演化特征，重建断裂带发育的历史，追索中生代以来中国东部大陆边缘地壳运动的方式和力源。为此本书是按以下四个步骤开展各项研究工作的：① 在综合研究基础上选择关键问题及地段开展野外调查和取样；② 室内测试和综合分析；③ 模拟试验和理论解释；④ 建立郯庐断裂带形成演化的动力学模式。

在研究方法上，本书尽可能做到多学科相互渗透、相互交叉，如地质力学、地球物理、古地磁学、遥感、地热、岩石学、地球化学、矿物物理、固体物理、岩石力学等学科，吸收相邻学科的新进展。在研究手段上尽力采用先进的仪器设备和技术方法，并以多种测试方法相配合，力争使断裂构造研究朝着活动化、三维化、定量化发展的道路上跨进一步。

1.2 华北地块和华南地块的拼合与郯庐断裂带的启动

华北地块与华南地块的拼接是郯庐断裂带启动的构造背景，即为秦岭纬向造山带发育的时期。以东西向海槽逐渐萎缩，陆块渐进靠拢的结构环境为特征，此时为印支期。华南地块向华北地块之下呈楔形挤入，逐渐形成微向南突出的弧形拼合边界(图 1—1)，沿拼接带自深而浅有高温超高压变质带(以榴辉岩带为代表)、低温高压变质带(以蓝片岩带为代表)及长英质糜棱岩带相伴产生。继之西太平洋相对东亚大陆左旋力偶作用，在大别地块南缘弧形边界的尖突部位做为始端，中下地壳物质发生 NNE 向左行韧性剪切流动，造成纬向带被动剪切，导致郯庐韧性左行剪切带定位产生，这个时期为早—中侏罗世。

华北与华南地块拼合不是一蹴而就，而是持续了较长的地质过程，伴随着郯庐走滑断裂的发生及两侧华北与华南地块内部的变形。这一拼合过程的时间下限为晚二叠世至晚三叠世，西段主要在晚三叠世，主要证据如下。

(1) 沉积地层学证据

主要根据华北与华南地块之间海盆关闭的时代，华南地块北缘陆相碎屑岩最早出现的时代，及来自华北地块的碎屑时代，来确定两个地块开始拼合的时代。华南地块北缘海相沉积消失的最后时间，东段朝鲜、山东为晚二叠世，秦岭地区为晚三叠世(图 1—2)(Yin et al.，1993)。

(2) 拼合变形变质带的年代学证据

本书对前人有关沿华北与华南地块拼合相伴生的变形变质带年代学数据(包括 U-Pb、^{40}Ar-^{39}Ar、Sm-Nd、Rb-Sr、K-Ar 等)频度进行统计，峰值集中于 250～180 Ma 范围，这个范围表示两个地块拼合及拼合后的变形变质的过程时限，其中高峰值集中于 230～200 Ma 范围，基本上反映拼合的时代。张八岭蓝片岩 SSE 线理发育部位的多硅白云母^{40}Ar-^{39}Ar 法测定结果为 244.2 Ma±0.5 Ma。以上研究表明，两个地块开始拼合不早于晚二叠世—晚三叠世。

(3) 古地磁学证据

从华北地块与华南地块视极移曲线对比可以得出，晚二叠世以来，华北和华南地块的东部可能是相连或相近的(邢历生等，1993；Zhao et al.，1987)，但向西两地块间有一夹角。早白垩世及其后中国各地块连成一体并做顺时针转动。以上表明华北与华南两地块开始拼合的时间最早为晚二叠世。

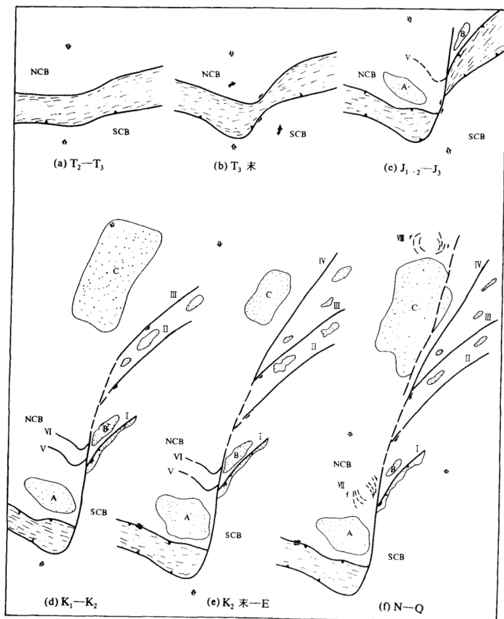


图 1—1　郯庐断裂系演化图

NCB—华北地块；SCB—华南地块；DBM—大别山高压超高压变质带；DSM—山东半岛高压超高压变质带；A—合肥盆地；B—莱阳盆地；C—松辽盆地；Ⅰ—五莲-荣城断裂带；Ⅱ—鸭绿江断裂带；Ⅲ—敦化-密山断裂带；Ⅳ—依兰-伊通断裂带；Ⅴ—徐州弧形构造；Ⅵ—鲁西弧形构造；Ⅶ—鲁西环形构造；Ⅷ—嫩江环形构造

1. 四川北　2. 湖北北西　3. 江西北西　4. 安徽南东　5. 苏北

下-中侏罗统　2717m　1066m　2817m

上三叠统　466m　519m　46m

中三叠统　424m　1165m　1735m

下三叠统　1329m　1295m　725m　902m

上二叠统　353m　49m　214m　169m　>117m

下二叠统　277m　47m　580m　666m　782m

西　东

砾岩　灰岩　煤层

粗砂层　燧石灰岩　凝灰质层

细砂岩
粉砂岩　白云岩　平行不整合

粉砂岩和页岩

图 1—2　华南地块北缘二叠系—中侏罗统典型地层剖面

(据 Yin et al. ,1993)

(4) 深部地球物理证据

深部地球物理资料不能提供以上两地块拼合的绝对年龄，但可以厘定构造事件发生的时间顺序。从 HQ-13 地学断面(图 1—3)(Weng et al.，1990)来看，华南地块低角度俯冲于华北地块之下的事实依然保存下来，但这个俯冲构造界面被晚期形成的高角度郯庐走滑断裂面所切割。

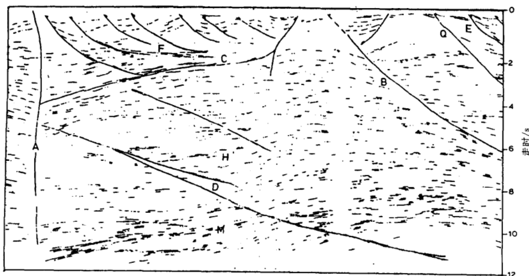


图 1—3 HQ-13 线郯庐段全地壳地震反射剖面

(据翁世劼，1990)

A—郯庐断裂带西界；B—郯庐断裂带东界；C—华北地块中冲断层；D—扬子地块冲断层；E—第三纪盆地基底中断裂系，现今为正断层；F—第三 纪盆地基底被过去是冲断层的反转断层切割；G—华北地块中下地壳；H—扬子地块；M—莫霍面；A—切地壳；D—切莫霍面

1.3 郯庐左行走滑断裂系

郯庐左行走滑断裂系发生于印支末期华北地块与华南地块拼接过程中，主要表现为中下地壳左行韧性剪切变形。在早中侏罗世，向地壳浅层次脆性左行剪切平移转化，同时向北扩展生长延伸，形成郯庐走滑断裂系，因此燕山早期为其主要活动期，即左行平移成型期。现将有关郯庐左行走滑断裂系的基本格架、构造型式及其形成演化的研究成果综述于下。

1.3.1 郯庐左行走滑断裂系基本格架和构造型式

郯庐左行走滑断裂系的主干断裂带，总体呈北北东走向，北起黑龙江哈尔滨以北，南至长江边武穴(图 1—4,郯庐断裂带地质构造图，插页)。主干断裂带西侧发育一系列向南凸出的弧形构造带，自北而南为嫩江弧、鲁西弧及大别弧，这里每个弧形带都由一套相互叠置弧形构造所组成，它们向东收敛于主干断裂带。在印支末期—燕山早期它们表现为自北而南的

挤压逆冲、推覆等，如北淮阳微向南凸弧形带是早、中侏罗世华北地块向南俯冲于大别地块之下的构造带。总之，以上表明印支末—燕山早期主干断裂带西侧地块具有自北而南的运动方式，造成近南北向地壳缩短以吸收郯庐走滑平移量。主干断裂带的东侧通过一系列北东向、北东东向左行剪切构造带和逆冲、推覆构造带导致的近南北向地壳缩短来吸收平移量，自南而北是泗洪-响水、五莲-荣城和敦化-密山等构造带。这些构造带向西收敛于主干断裂构成入字型或帚状构造型式，反映断裂东侧自南而北运动方式。

由上所述，北北东向主干断裂带与西侧向南凸出一套弧形构造带及东侧一系列北东向构造带，组成了郯庐左行走滑断裂系一级构造格局，称之类鱼骨状构造型式。

郯庐左行走滑断裂系低级次构造都表现为各种扭动构造型式，如多字型、S 型、人字型及帚状构造等，统一反映沿主干断裂带左行平移的运动方式。

1.3.2 郯庐断裂带左行平移标志——大别与苏鲁造山带对比

由于郯庐左行平移运动引起两侧地块相对旋转，及其后强烈构造变动的改造和剥蚀作用，使郯庐断裂带两侧震旦系—古生界沉积盖层出露极为不连续，因此如果采用单纯沉积地层不变点对比法，来确定左行平移的位移量会有较大的不确定性。因此本研究则侧重以郯庐断裂两侧具有统一地质发育历史的大别-苏鲁造山带作为确定左行平移标志地质体，认为大别造山带与苏鲁造山带是华北与华南地块拼合过程中发育的同一造山带，而被郯庐剪切平移错开为东西两段。主要证据是：

(1)在构造组成上

大别造山带与苏鲁造山带可以对比(表 1—1)，表明它们是具有统一构造演化历史的同一地质体。

表 1—1　大别造山带与苏鲁造山带对比表

构造单元	大别造山带	苏鲁造山带	主　要　特　征
Ⅰ	合肥盆地	莱阳盆地	中生代盆地造山后缘磨拉石盆地
Ⅱ	北淮阳带(佛子岭群、梅山群)	五莲带(五莲群)	地层组成可以对比
Ⅲ	大别杂岩带	胶南杂岩带	造山带主体、高压超高压变质带
Ⅳ	宿松带	庐江-张八岭灌云带	造山带前缘带，由相当于张八岭群(原岩)蓝片岩、石英片岩带组成

(2) 在变质岩组成上

大别—苏鲁地区高压超高压变质杂岩在岩石组成、变质作用及变质时代方面基本上可以对比。主要表现在：①两区变质杂岩均由新太古—古元古代结晶基底和中新元古盖层岩系构成，并普遍遭受到印支早期高压超高压变质事件的改造；②盖层岩系属同一构造环境下形成的双峰式细碧-石英角斑质火山沉积建造，底部均发育含磷岩系，并同属低温高压变质相系；③片麻岩杂岩均由花岗质片麻岩＋表壳岩系组成，且都经历了从绿帘角闪岩相、角闪岩

相到角闪麻粒岩相的区域递增变质作用；④榴辉岩广泛产出，均以含柯石英为特征。其原岩化学成分及退变质 pTt 路径基本上可以对比。以上表明，大别—苏鲁地区变质杂岩属于同一构造带上的同一地质体，是华北与华南地块拼合过程中高压变质作用产物。

从现今大别-苏鲁高压超高压变质带在郯庐断裂带两侧被错开的距离为 560 km，如果将此距离做为左行平移的位移量的前提应是，大别-苏鲁带在平移前为 E—W 向展布。但是根据古地磁研究表明，郯庐断裂带东侧华南地块晚侏罗世发生了 15°～25°逆时针旋转，那么将大别-苏鲁带恢复平移前原位，大致应为微向南突出的弧形展布，这样算来郯庐左行平移的位移量要小于 560 km。

1.3.3 郯庐走滑断裂系演化多层地质模式

（1）变形变质域划分

郯庐走滑断裂系的成生演化导致断裂带及其邻区变形变质作用的发生发展，由浅而深可以划分为以下三个层次变形变质域：

浅层次韧—脆性变形变质域：主要由震旦系至古生界盖层褶皱、冲断系组成，可达 10～15 km 深。

中等层次韧性变形变质域：主要由相当于原岩为张八岭群的蓝片岩或绿片岩相糜棱岩、片状糜棱岩组成，可深达地壳 15～25 km。

深层次韧性变形变质域：主要由以榴辉岩为代表高压超高压变质相系岩石所组成，可深达岩石圈 80～100 km。

基底岩石主要表现为中、深层次韧性变形，其代表岩系——高压超高压变质带和低温高压变质带沿郯庐断裂带及两侧呈 S 型展布。

（2）不同层次变形变质域特征

以郯庐断裂带中南段为例，来剖析郯庐走滑断裂系成生发育的三维应变图像。

如前所述，由于华北与华南地块拼合边界形态不规则，NNE 向郯庐左行走滑断裂首先在大别弧顶基底部位发生，又因基底与盖层之间介质的不均一性，在盖层产生雁行排列的褶皱系，例如在郯庐断裂带东侧华南地块由震旦系—古生界盖层组成 NE—NEE 向的褶皱系，在空间上与深层次 NNE 向郯庐左行韧性剪切带锐角斜交。盖层褶皱轴向呈现有规律的变化，随着离郯庐断裂带主断面由远而近，自南东向北西，轴向从 NEE→NE→NNE 向变化，在张八岭—庐江一带几乎与断裂带相平行，在平面上总体呈扇形展布，收敛中心为大别地块南缘。这些褶皱的轴面在近主干断裂带近直立或略向 SEE 倾斜，远离断裂带轴面倾斜指向外，即倒向 SEE 或 SE，轴面倾角渐次变缓。在横切走滑断裂的剖面上，轴面围绕断裂带形成扇形展布。运用平衡剖面估算，郯庐断裂带东侧自五莲-荣成构造带之南至长江以南，由盖层褶皱引起 SSE 向（恢复古方位后）地壳缩短率为 40%～45%，缩短量为 240～300 km，这大致与深层次左行平移位移量相平衡。

在郯庐走滑断裂带相邻地区，包括大别山—张八岭—苏鲁一带，基底中、深层次韧性变形面理总体倾向 SSE，倾角低到中等，表示中、下地壳存在大型向 SSE 缓倾多层次滑脱层。在滑脱层内发育表示岩石塑性流动方向的 a 线理，总体倾伏向为 SE—SSE。根据显微组构、S-C 组构及 b 型褶皱轴面倒向等统计表明，沿滑脱层或滑移面（S 面）上层相对下层发生 SSE 向剪切流动，沿 S 面的剪切值为 1.98～6.71，平均 3.35。由此推算郯庐断裂带东侧左行平移期华南地块中、深层次沿滑脱层上层相对 SSE 向剪切位移量为 230～270 km。

总之，在郯庐走滑断裂带东侧，无论是盖层 SSE 向地壳缩短量 240～300 km，还是中、深层次沿滑脱层上层面向 SSE 剪切位移量 230～270 km，都是由于基底中、深层次北北东向郯庐左行走滑运动所引起的不同层次岩石剪切流动和递进变形的结果，实际统计估算也表明以下两个量值，盖层地壳缩短量与中深层次剪切位移量大致相等，它们也与左行平移的位移量大致平衡。由上可以看出，在非均一介质条件下，基底左行走滑发生发展的过程就是岩石圈各层次物质发生流动递进变形的过程，沿着不同层次滑移而成滑脱层，相对下层物质发生与左行平移同方向的流动、迁移，相对上层物质发生与平移相反方向的逸出流动，在中、深层次表现为沿大型滑脱层上层指向 SSE 韧性剪切变形，在浅层次表现为盖层 NE 向雁列褶皱冲断系。以上就是郯庐左行走滑断裂带发育的三维应变图像，进而得出郯庐断裂带中南段累积最大位移量为 300 km。

1.3.4 郯庐左行走滑断裂与旁侧地块旋转

通过对郯庐断裂带两侧中上三叠统至下白垩统地层古地磁样品(150 大样)的测试，以及对前人研究结果综合分析得出：

1)郯庐断裂带东西两侧自中侏罗世以来不存在大规模上千公里的左行水平位移。

2)郯庐断裂带东侧地块早白垩世之前，发生了 15°～25°的逆时针转动，而且这种转动主要发生在晚侏罗世。这个结果与断裂带东侧构造带走向分布相一致，即与震旦系—古生界盖层褶皱轴向，自东向西，由 NEE 向→NE 向→NNE 向的变化是一致的。

3)从华南地块与华北地块的视极移曲线对比可以得出，晚二叠世以来，华南与华北地块的东部可能是相连或相近的。但向西地块间有 60°～70°的夹角，之后两地块在北向运动中华北地块逆时针转动，华南地块顺时针转动，碰撞接触带可能首先在华北地块的突出部位大别山东缘，郯庐断裂带做为两地块的边界，由于华北地块突出部位对华南地块的挤压和太平洋板块的北西向推挤，造成了郯庐带东侧地块的逆时针转动，从早白垩世到晚白垩世中国各地块随同欧亚陆块一起调整，并同时做轻微的顺时针转动，达到现在的位置。故白垩纪及其后，由于中国各地块的顺时针旋转，使郯庐断裂带受力作用方式可能发生相反的改变。

因此，上述研究结果，对于现位构造形迹的产状恢复其前白垩纪的古地理方位有重要参考价值，尤其对郯庐断裂带东侧地块变形方位恢复有实际应用意义，1.3.3 节中的构造线方位都是参考这一结果经复位的数据。

1.3.5 郯庐断裂左行平移时限

本书认为，郯庐断裂中南段左行平移主要活动时期为早中侏罗世至晚侏罗世，其依据是：

(1) 变形构造分析证据

从大尺度上，郯庐断裂带切错中晚三叠世形成的大别-苏鲁高压超高压变质带，应晚于三叠纪。从露头尺度上，张八岭地区云母石英片状糜棱岩中发育两组线理，一是由华北与华南地块拼合形成的轴向北东的 b 型褶皱和 SSE 向 a 线理，其内多硅白云母^{40}Ar-^{39}Ar 测定封闭年龄为 212.6 Ma±0.4 Ma；另一组是与郯庐左行走滑断裂相伴产生的轴面倒向 NNE 的 b 型褶皱及 NNE 向 a 线理，并叠加改造了前一组线理。由此也表明郯庐左行走滑主要活动期晚于三叠世。

(2) 地层学证据

在郯庐断裂带南段两侧早侏罗系山前磨拉石建造可以对比，但早侏罗世郯庐断裂已明

显控制其沉积厚度，指示郯庐初期是发育于中地壳的隐伏断裂。

(3) 古地磁学证据

如前所述，晚侏罗世后郯庐已没有大规模左行平移；前白垩世，主要在晚侏罗世郯庐断裂带东侧地块发生 15°～25°逆时针转动，因此郯庐的左行平移只能出现于早中侏罗世。

(4) 沉积岩石学证据

中晚三叠世黄马青期下扬子盆地已是一个走滑挤压盆地(左行)(李培军等，1995)。庐江黄马青群重砂中磷灰石、多硅白云母源于大别山南缘宿松群(邢延仁等，1987)，怀宁月山黄马青群重砂中蓝刚玉源于宿松群蓝刚玉蓝晶石片岩，这都是同沉积期左行走滑运动的表现，证明郯庐左行平移启动最早为中晚三叠世。

(5) 同位素年代学证据

将沿郯庐动力变质带及大别-苏鲁高压超高压变质岩的测年数据(包括U-Pb、^{40}Ar-^{39}Ar、Sm-Nd、K-Ar、ESR 等方法)制成直方图，图中出现几个峰值，依次是 230～220 Ma、220～210 Ma、210～220 Ma、150～140 Ma、110～90 Ma。其中榴辉岩数据集中 230～220 Ma，大致反映华北与华南拼合超高压高压变质带形成时代，蓝片岩及片状糜棱岩数据集中于 210～200 Ma，大致反映两个地块拼合向郯庐左行平移转变的时限；糜棱岩数据集中于 150～140 Ma，表明郯庐断裂左行平移活动时期。因此郯庐左行走滑活动主要在侏罗纪。

在郯庐断裂带南段庐江三里岗，出露了一套云母石英片状糜棱岩系，其内发育了两组糜棱叶理带，一组是与华北、华南地块拼合相伴的 NE 向叶理带，另一组为与郯庐断裂伴生发育的 NNE 向叶理带，并且后一组明显切割前组。在两组叶理带中片状糜棱岩内多硅白云母的结构也有明显的差异。在 NE 向叶理带内，多硅白云母以 $2M$ 型为主，b_0 值在 0.9012～0.9039 nm。而在 NNE 向叶理带内，多硅白云母以 $3T$ 型为主，b_0 值在 0.9045～0.9058 nm。多硅白云母^{40}Ar-^{39}Ar 测年结果表明该岩石经历了两次热事件，出现 209.0 Ma±6.6 Ma 和 163 Ma 两个坪年龄，它们分别反映了华北、华南地块拼合和郯庐断裂活动两次热事件的封闭年龄，这与宏观变形、微观晶体结构变化所反映的两次构造事件发生的时间顺序是非常吻合的。

1.4 郯庐断裂系自南而北分段递进生长迁移机制

根据郯庐断裂带构造组成及演化历史的差异性，将其分为北、中、南三段，分段的结点为渤海湾和新沂。从总体上，断裂系有自南而北分段递进生长迁移之特征。

(1) 从左行平移启动及发育时间上，由南而北变新

南段大别一带韧性剪切左行平移启动于印支末期，主要活动时期为早中侏罗世。北段敦密断裂带左行平移主要活动时期为早白垩世，因此在早白垩世时，郯庐断裂带才由南而北贯通。

(2) 从左行平移的位移量变化来看，由南而北变小

郯庐左行平移位移量主要集中在苏鲁带一线以南，并通过旁侧地块近 S—N 向地壳缩短来吸收之。在中南段，左行平移累积位移量为 300 km，近南北向地壳缩短率为 40%～45%，缩短量 240～300 km，地壳缩短主要发生在印支末至早中侏罗世。在北段(辽宁段)，敦密断裂带左行平移累积位移量 100～150 km，主要通过苏鲁带之北至辽南地区 p-t 盖层组

成的 E—W 向褶皱带近 S—N 向地壳缩短来吸收之，地壳缩短率平均为 27%，缩短量 100～150 km。地壳缩短主要发生于印支末期—晚侏罗世，本研究将在 E—W 向褶皱带之上拆离断层中糜棱岩^{40}Ar-^{39}Ar 测定钾长石的封闭年龄 152.9 Ma±0.4 Ma 做为近 S—N 向地壳缩短时间的上限，较之中南段结束的时间稍晚。以上证明左行平移的规模向北有减弱的趋势。

(3) 从与郯庐断裂同构造沉积盆地发育的时限来看

南段：断裂带控制了中三叠统黄马青组沉积盆地；中南段：断裂带控制了下中侏罗统沉积盆地；中段：断裂带控制了白垩系火山岩及火山碎屑岩沉积盆地。因此同构造沉积盆地发育的时代，由南而北变新。

(4) 控制火山活动的时代，由南而北变新

自南而北，与断裂带发育相关的火山活动结束时间变晚，如北段比中、南段新生代火山活动的频率较高，分布较广泛。

1.5 郯庐断裂系深部结构特征

通过对郯庐断裂带及邻区航磁、重力、GGT 地学断面资料的综合分析及笔者天然地震层析成像和深部幔源包体显微构造研究的结果，对郯庐断裂系深部结构提出如下认识：

1. 郯庐断裂带切穿莫霍面深达上地幔，沿断裂带下地壳包括莫霍面有挠曲隆起，断裂带两侧地壳结构有明显差异，断裂带近地表直立向深部略向东倾，是地壳深部岩浆熔融物质上涌的通道。

2. 在 GGT 断面中，记录了华北地块、胶南地块、华南地块呈现逐次自西向东一个推覆于另一个之上的结构，表明华南地块自南东向华北地块 楔入的运动学特征，并且这两地块拼合的界面被晚期高角度郯庐走滑断裂带所切割。

3. 郯庐断裂带的发生发展导致两侧地块内变形，这在深部地壳结构上有明显的反映。在郯庐断裂带西侧大别山造山带呈现双向俯冲的格局，北淮阳带之下壳内低阻层向南倾斜插到北大别地块之下，显示华北地块向南俯冲的结构，这是郯庐断裂带西侧左行平移的尾端效应。在郯庐断裂带东侧，自北西向南东，依次出现双沟、盱眙、埠城、江阳、松江五个推覆构造，形成一系列平行逆掩断片，它们向深部延伸，断面渐次变缓，并最终收敛于同一近水平的主构造滑脱带，在剖面上构成铲状断裂系。该滑脱带由一系列向 SSE 缓倾的剪切滑动面所组成，沿滑脱带上层相对下层向 SE 或 SSE 剪切滑移，导致 SSE 向地壳缩短。这是反映印支末期至早中侏罗世发生的华北与华南地块拼合向中深层次郯庐左行走滑转化变形过程的最好记录。

4. 在郯庐断裂带北段(辽宁段)进行天然地震层析成像的试验研究，主要结果如下：

(1) 天然地震主要沿郯庐断裂带界面及低速层分布(20 km 左右)，由此可见郯庐断裂面略向东陡倾。

(2) P 波低速体主要沿郯庐断裂带展布，越向深部显示越加明显，东界断裂带低速体分布相对更加集中，为现今强烈活动带。

(3) 结合内蒙古乌珠穆沁旗—辽宁东沟地学断面资料分析，天然地震层析成像所给出的 P 波低速体位置与地壳拉伸减薄，莫霍面与软流层顶界面上隆的部位相吻合，并伴随地幔铁镁物质上涌，因此郯庐断裂带可为上地幔上涌的通道。

(4) 低速体延伸轴向随地壳深度有变化，在 17 km 以上以 S—N 向延伸为主，25 km 以下以 E—W 向延伸为主。

(5) 海城震区中地壳低速体的存在，导致上地壳地应力高度集中的震源体的形成，该震源体孕育和发生了海城 7.3 级地震。该震区地壳介质三维结构的各向异性，形成了双向构造活动的震群型地震。软流圈高温高压热熔融物质上涌，造成中地壳低速体的出现及上地壳震源体地应力的高度集中，是海城地震孕育和发生的力源之一。

5. 通过郯庐断裂带碱性玄武岩中幔源包体显微构造分析，重塑沿断裂带新生代地幔流体流变状态($\sigma_1-\sigma_3$、ε、η、p、t)及流动方式。

郯庐断裂带北段上地幔变形分为两期：第一期为上地幔底辟作用，幔源包体呈粒状→碎斑→他形变晶结构转变，反映 900～1008℃，差应力 20～40 MPa 的拉张环境，形成中生代—老第三纪裂陷构造。第二期上地幔剪切带，幔源包体呈糜棱结构，反映 700℃，差应力＞200 MPa 条件下，形成于上地幔底辟构造顶部上地幔剪切带壳幔边界的环境。

郯庐断裂带南段表现为上地幔多期底辟模式：第一期为老第三纪软流圈上隆底辟作用，在深约 60 km 处，温度 1150～1050℃、应变速率为 10^{-13}～10^{-15}/s 条件下，形成塑性变形不含水包体，区域处于拉张环境，断陷构造发育。第二期底辟作用温度在 1000～850℃，应变速率 10^{-15}～10^{-19}/s，形成含水系列(角闪石橄榄岩)强烈变形包体，覆于上地幔上隆过程中交代成因的高温不含水橄榄岩之上。反映自新第三纪以来，裂陷活动逐渐减弱，郯庐断裂带逐渐演化为左旋挤压的特征。

1.6 郯庐断裂带发育历史及构造应力场演化

根据郯庐断裂带构造型式时空演化和构造变形的定量分析结果，将郯庐断裂带发育历史划分为以下六个时期(图 1—1)：

(1) 前郯庐期(P_2 末—T_2)

晚二叠世末至中三叠世，华北地块与华南地块之间的古特提斯海开始萎缩关闭，华南地块自 SSE 向 NNW 向华北地块 楔入，形成大别-苏鲁高压超高压变质带沿近东西向拼合边界发育，以高压超高压榴辉岩相和低温高压蓝片岩相组合和中、深层次韧性变形为特征。该期构造应力场 σ_1 方向为 NNW—SSE 向，差应力($\sigma_1-\sigma_3$)＞100 MPa。

(2) 启动期(T_2—T_3)

这是由华南、华北地块拼合向郯庐左行韧性剪切带转化过渡时期。在 NNW—SSE 向主压应力(差应力为 50～110 MPa)作用下，华南地块向北俯冲的过程中，由于介质的非均一性，形成微向南凸的弧形拼合边界。以弧形突出部位为始端，在中下地壳部位发生郯庐左行韧性剪切运动，形成基底韧性左行走滑断裂带。由此导致盖层产生 NE 向雁列褶皱系，造成约 300 km 近 S—N 向地壳缩短。在郯庐断裂带东侧基底形成中深层次向 SSE 缓倾的大型韧性剪切滑脱带，沿滑脱带上层面相对下层面做 SSE 向剪切滑移，累积位移达 300 km。

(3) 左行平移期(J_{1-2}—J_3)

在此期间西太平洋动力学机制开始替代古特提斯动力学机制，之后应力(σ_1)方向由 NNW—SSE 向 NW—SE 转变(应力值为 160～190 MPa)，郯庐断裂从中深层次向浅层次扩展，由韧性左行走滑向脆性左行走滑断裂转变。郯庐左行走滑运动一方面控制了中南段侏罗

系沉积坳陷带成生展布，另一方面还导致断裂带两侧大别及苏鲁高压超高压变质带的折返、开始隆升和造山过程。因此，在侏罗纪郯庐中南段左行走滑断裂的基本格局已经成型。根据古地磁证据，主要在晚侏罗世，断裂东侧地块发生了 15°～25°逆时针转动，表明东侧地块向北平移兼旋转的运动方式。

(4) 拉张期(K_1—K_2)

在晚侏罗世末至早白垩世初，由于太平洋洋壳向欧亚大陆壳下俯冲，使中国东部浅层次地壳处于伸展状态，郯庐断裂带表现为拉张特征。郯庐断裂带继续向地表及深部扩展，在地表浅部破碎带规模加大，向下深切形成岩石圈断裂带。郯庐断裂带控制大规模晚侏罗—早白垩世的火山喷发和岩浆活动，沿断裂带形成断陷盆地，如在中段形成沂沭两堑夹一垒的结构，在断裂两侧控制面状火山岩浆盆地的展布边界，在早白垩世郯庐断裂带内中、南段向北扩展、延伸，敦密断裂带发生 100～150 km 规模左行平移，因此早白垩世完成了郯庐断裂带南北贯通成型，形成现今所见郯庐断裂带的基本格局。郯庐断裂带拉张还导致两侧大别-苏鲁带处于快速隆升及整体抬升造山阶段，同时形成合肥及莱阳盆地。在此期间构造应力场为：σ_3(张应力)为近东西向，应力值 130～150 MPa。

(5) 右行平移挤压期(K_2 末—E)

在晚白垩世末期，太平洋板块相对欧亚大陆俯冲的方向发生变化，由 NW 向俯冲转变为 NWW 向俯冲，同时在始新世发生印度大陆向亚洲大陆俯冲。以上改变了中国东部，以至郯庐断裂及其邻区的构造应力场，由近东西向拉张转变为近东西向挤压(应力值 90～130 MPa)，导致郯庐断裂带的北段及南段均为挤压兼右行平移，在浅部形成规模巨大由白垩系地层组成的陡立挤压褶皱带，或逆冲推覆于前白垩系地层之上。郯庐断裂带继续向深部发育，直切上地幔，导致幔源包体沿断裂分布。郯庐断裂的右行平移还导致断裂带西侧鲁西旋扭构造的形成(右旋)。此外郯庐断裂还控制一系列老第三系沉积盆地的成生发育及石油天然气生运储盖的环境演变。

(6) 挽近活动期(N—Q)(国家地震局地质研究所，1987)

新第三纪以来，郯庐断裂带及邻区的构造应力场与老三纪基本一致，表现为近东西向挤压(应力值为 35～73 MPa)，在浅层主要表现为新生代褶皱和逆冲推覆构造，第四系沉积逆冲到老地层之上。郯庐断裂带切穿莫霍面直达上地幔，是上地幔上涌的通道，新生代碱性玄武岩及幔源包体沿断裂带展布。沿断裂带下地壳及软流圈顶界面都有上隆和挠曲，中地壳低速体沿郯庐断裂带密集分布，造成上地壳震源体应力高度集中，因此郯庐断裂带是现今地震活动带。从辽宁段天然地震层析成像研究证实，天然地震震中沿郯庐断裂带界面及近水平低速带(滑脱带)高度集中。

1.7 关于动力来源问题

关于地壳运动的动力来源问题，是地学界长期争论不休的问题。本项目试图从研究郯庐断裂系形成演化过程，来探索解决这一问题的方法与途径。侧重从地壳结构方面，通过研究郯庐断裂系构造型式分布，排列和形式随时间变化的规律，确定郯庐断裂带及相邻地区地壳运动的方式和方向，进而追索地壳运动的起源。

郯庐断裂系形成演化受以下三个活动板块边界的控制：①太平洋洋壳向东亚大陆之下

俯冲；②鄂霍次克海向南深部俯冲；③华北地块与华南地块的拼合。经本项目研究表明①、②是影响郯庐断裂系形成演化过程的主要边界条件。郯庐断裂系成生演化过程，就是中国东部大陆边缘从印支期控制纬向带发育的古特提斯动力机制，向从燕山早期以来，控制新华夏系发育的太平洋动力机制转化的过程。郯庐断裂系的基本构造型式组合、排布及演化，主要表现了西太平洋相对东亚大陆向北的运动方式及西太平洋洋壳向东亚大陆之下俯冲的运动方式。主要的依据是：

（1）从基本构造型式演化来看

印支期郯庐断裂前构造型式为纬向构造带，燕山早期以来向鱼骨状构造型式演变。主干断裂带东侧由一系列北东向压扭性构造带形成多字型或人字型排列，指示断裂东侧向北平移的运动方式。主干断裂带西侧，一系列向南凸出弧形构造或北西向构造带向东收敛于主干断裂带，表示断裂西侧向南的运动方式。这是一幅由于太平洋相对东亚大陆向北运动，导致郯庐左行走滑叠加改造郯庐前纬向构造带的一种复合构造型式。

（2）从断裂系生长迁移的方向来看

由前所述郯庐断裂系具有由南而北分段递进变形生长迁移机制，也表明太平洋相对大陆由南而北的运动方向及左行扭动的运动方式。

（3）从古地磁研究表明

早白垩世之前，主要在晚侏罗世，郯庐断裂带东侧地块发生了 15°～25°逆时针转动。这也指示了东亚大陆边缘可能的逆时针转动，与太平洋相对东亚大陆左旋运动的方式是一致的。

（4）从郯庐断裂系力学性质的转化来看

从左行走滑（T_3—J_3）→拉张（K_1—K_2）→挤压右行平移（E—Q），反映了太平洋相对东亚大陆北向运动向洋壳 揳入东亚大陆之下的俯冲运动转化过程。

（5）从构造应力场演化来看

T_2—T_3：σ_1 为 NNW—SSE 向；J_{1-2}—J_3：NW—SE 向；K_1—K_2：σ_3 近 E—W 向；E—Q：σ_1 近 E—W 向。这反映了东亚大陆边缘由古特提斯动力机制向太平洋动力机制转变的过程，表明西太平洋与东亚大陆相互作用过程边界状态的改变。

人们不禁要问，是什么动力引起太平洋相对东亚大陆的左行扭动，大陆物质向低纬度推动？以及西太平洋北段向东亚大陆之下 揳入运动？这种力量可能是李四光教授提出的重力控制下地球自转的离心力（李四光，1972）。具体说来，在印支末期至燕山早期，由于地球自转速率有微小变化，导致大陆表层物质向低纬度流动，深层物质向极运动（与太平洋北向运动一致），产生了郯庐左行走滑断裂运动。在白垩纪期间，地球自转速率也有小的变化，大洋洋壳物质滞后效应引起西向大陆的俯冲。

1.8 郯庐断裂带的形成演化及其对金矿富集的控制作用

郯庐断裂带分级控制金矿富集的规律是：郯庐断裂带与纬向构造带的复合控制了一级金矿集中区的分布；郯庐断裂带低级序构造型式是金矿矿带、矿床、矿体形成与定位的重要因素；断裂带变形层次决定了金矿化的类型。金矿的主成矿期为郯庐断裂的主活动期，即燕山期，构造岩浆热动力活动导致赋存于老变质岩及花岗岩中金元素活化富集成矿。

第二章　郯庐断裂带地质构造基本特征

2.1　调查研究简史

1957 年原地质部航测大队 904 队对华北平原南部地区进行 1：100 万航磁测量，于磁场图上发现沿山东郯城、江苏宿迁、安徽泗县、嘉山、庐江一带有一条十分醒目的正异常带，结合地质图分析，推断有一条长 470 km、宽 16～40 km 的断裂带存在，并命名为郯城-庐江深大断裂带❶。

事实上对该断裂带的局部地段的研究，可追溯到 19 世纪 90 年代，德人李希霍芬(1898)可谓其最早研究者。当时他对山东进行地质调查，第一个描述了山东的重要断裂构造，指出"山东的山地由自北向南沿着潍河断层分为两个地质和山岳形态不同的部分"，并在其编制的构造图上标出了断裂带的位置。潍河断层即现在所称的沂沭断裂。20 世纪上半叶，对郯庐断裂带山东段作过研究的代表人物有谭锡畴、李捷、翁文灏、李四光等。

谭锡畴根据对山东中、新生代地层所作调查，于 1923 年发表了《山东中生代及旧第三纪地层》一文中，曾对莒县以西的近南北向断层作这样的记述："莒县溪谷之西，有一南北向之正断层，仰侧为古生代前期及太古地层，俯侧为青山层王氏系及二叠、石炭纪煤系，断距不大。"该南北向断层即现在的浮莱山断裂。

李捷 1929 年主编南京开封幅地质图(1：100 万)，在其说明书中指出："在临沂沂水境内的沂河之东，有南北向正错断层一，延长约四十公里。断层面倾向西，仰侧为泰山系，俯侧为白垩纪地层，错动不甚剧烈。又莒县西境，沿浮莱山西麓，有南北向略编西南、北东北之正错断层一，延长六十余里，断层面倾向东南偏东，仰侧为泰山系，俯侧为寒武、奥陶纪地层及古生代煤系，错动不剧，此断层与沂河东之断层，同为一仰侧，两断层平行，断层面倾向相背，而为隆起断层，即构成沂、沭河之分水岭也。另在莒县境内及诸城南境，沿沭河东岸，有西南东北向正断层一，西南起自沭河支流浔河一带，东北至诸城南境，接潍河一带断层，为沭河流贯之地也。"这应该说是对沿沂河、沭河谷地发育的北北东向断裂系所构成的"两堑夹一垒"基本结构形态所作的首次表述。

翁文灏 1930 年在其著述中将李希霍芬的潍河断层称为山东潍河断裂带，并指出该断裂为一地震中心。

李四光应用地质力学观点，对山东构造多有论述。他在其 1948 年的著作中明确指出："横过山东，从南边的沂水到北边的潍县，有一个强烈的破碎带，可能是维里士(1928)所说的对冲断层。这个破碎带显示出新华夏挤压的特征"。同时他还第一次提出，该断裂带向北延入辽东半岛，向南延入江苏北部。该断裂与北北西向和北东东向两组扭裂面具有成生联系。

❶ 地质部 904 队，华北平原及其周围山区航空磁测报告，1957。

其形成时代为白垩纪。

新中国成立之后，特别是1955年以来，对于郯庐断裂带的调查研究进入一个新的阶段。张文佑在1956年中国科学院第一次新构造运动座谈会上指出："松辽平原东缘，张广才岭和长白岭，在那里可能有一个北北东向的断裂带，这个带向南南西延伸，入胶东半岛，沿潍河、沭河、沂河谷地伸展，大别山东端的倾没可能和它有关系。"与此同时，徐嘉炜1956年在调查江淮之间的区域构造时，也曾指出介入张八岭地轴与淮河地台及鲁东地盾与鲁西隆起之间存在一条北北东走向的巨大断裂带，穿过安徽、江苏、山东三省，命名为"安江山深断裂"，1957年将其改称"皖苏鲁深断裂带"，1959年他所在的教研组正式发表文章，称之为"皖苏鲁元古宙以来的北北东向断裂带"。

1957年航空磁测作出重要发现后，郯庐断裂带很快成为地质界关注的热点，众多学者开始对其性质、展布范围、影响深度、变形特征及形成演化历史进行比较全面系统的研究，取得重大进展，同时形成各种不同的观点或认识。

1958～1961年北京地质学院与山东地质局联合组队，由池际尚指导，在鲁中地区开展了1：20万区域地质测量工作，第一次将郯庐断裂带在山东中部通过的段落定名为"沂沭断裂带"，并具体指出它是由景芝-大店断裂、安丘-莒县断裂、沂水-汤头断裂、鄌郚-葛沟断裂等四条深断裂组成。他们认为该断裂带始于前震旦纪，控制了泰山群、胶东群、土门群和古生界沉积。中生代以来主要表现为张性活动，控制地堑内中生代沉积，并具有左行扭动特点。

1959年初，张文佑提出，在鲁西穹断带之东，存在一条鲁中断裂带。在他主编的《中国大地构造纲要》一书的有关章节中更明确指出，鲁中断裂带相当于郯城-庐江深断裂带。该断裂带从震旦纪以来即已存在，在燕山运动期间特别活动。之后张文佑还曾多次论述郯庐断裂的性质，在他的晚期著作《地堑形成的力学机制》(1980)中提出郯庐断裂带是"被地层覆盖的深部隐伏地堑"的看法，含金刚石的金伯利岩可视为这种深部隐伏地堑的标志。

黄汲清1959年著文阐述郯庐断裂的长期活动性的见解，认为这一深断裂震旦纪以来即已存在，并在中生代和新生代重复活动，是一个正断层。在后来由黄汲清指导，任纪舜等编写的《中国大地构造及其演化》一书中(1980)，认为郯庐断裂是一条规模巨大的剪性岩石圈断裂，它可能形成于元古宙，古生代—中生代都有活动。

徐嘉炜对郯庐断裂进行过长时间的研究。1965年他在《华北地质》第五期上发表了著名的《郯城庐江断裂的平移运动》一文，将郯庐断裂视为巨大左行平移断层。1978年又在《试论郯庐断裂的平移及其地质与找矿意义》一文中更明确指出："从鲁西、辽北两个古老地块的错开，以其中心看，幅度达740 km。随后，他又发表多篇论文及专著(1980、1984、1992、1993)进一步阐述他的这一独到见解。他认为郯庐断裂三叠纪开始活动，晚侏罗世晚期构造变动达到高潮，以挤压条件下的巨大左行平移为主要特征，白垩纪至老第三纪转为张裂断陷，新第三纪又受到新的挤压，伴以小幅度的右行平移。这种断裂性质上的转化与太平洋板块相对运动方向改变有关。郯庐断裂带是滨西北太平洋区大陆内缘的大型剪切滑动带。

李春昱(1975)运用板块构造观点进行分析，指出当南方板块在三叠纪之后向北俯冲时，秦岭板块接触带(俯冲带)的东端为郯庐断裂所截切，因此，郯庐断裂所起的作用像是一个转换断层。在后来由他主编的亚洲地质图说明书(1984)中还认为郯庐断裂与美国西海岸的圣安德烈斯断裂隔洋相呼应，两者可能均属太平洋洋壳相对两侧向北移动造成的。

许志琴(1980、1982、1984)认为，郯庐断裂带是形成于白垩纪—新第三纪的后地台型古

裂谷带，具有明显的先张后压两重构造，表现为早期生成的由张性正断层控制的地堑、地垒构造及马石构造被晚期形成的褶皱、逆冲或逆掩断层所叠置，构成"反地堑"，它是在太平洋板块对大陆板块作用背景上发生和发展的。1987年她在所发表的《扬子板块北缘的大型深层滑脱构造及动力学分析》一文中，又认为郯庐断裂带是一条"陆内俯冲型"的左行平移转换韧性剪切带，其左行平移作用发生在扬子板块内印支滑脱事件稍后、晚侏罗世裂谷阶段之前，可能由于在陆内俯冲过程中，东段（下扬子区）的俯冲速度较西段（南秦岭—南大别区）大而形成的。

国家地震局地质研究所1987年出版《郯庐断裂》专著，综合地质、地震、地球物理等方面的研究成果，运用断块构造和地球动力学的观点与方法，着重论证了郯庐断裂在晚新生代和现代的构造活动性状及与地震活动的关系，并对郯庐断裂的规模与延伸、形成时代与演化历史、断裂运动的力学性质与位移幅度、深部构造特征等基本问题作了较详细的描述，认为郯庐断裂带是一条结构复杂、规模巨大的超壳深断裂带，是一条自前元古宙以来长期发展起来的地壳破裂带，同时也是一条现今仍在活动的地震构造带。

80年代后期以来，柯石英及其假像在大别山造山带和苏北-胶南造山带的榴辉岩中相继被发现(Xu,Z.,1987,Okay et al.,1989;Wang et al.,1989;Zhang et al.,1990)，引起地质界的广泛注意，开始加强对我国碰撞造山带超高压变质作用方面的研究，同时也推动了郯庐断裂带形成机制与发展过程的更深入研究。

Okay等(1989)根据大别山与苏北-胶南超高压变质带的对应关系，说明左行郯庐断裂的位移量大约530 km。

徐树桐(1993)认为大别山和苏北-胶南造山带具有三个重要的构造演化阶段，即古海洋板块向中朝大陆板块的俯冲—扬子大陆板块与中朝大陆板块的碰撞—碰撞后的运动。使该造山带错开的郯庐断裂带也必然存在与之相对应的三个演化阶段，即转换断层阶段、大陆板块碰撞形成的侧面断坡阶段和张性断层阶段。左行平移主要发生在第二个阶段，时限在二叠纪末或三叠纪初，与大别山区碰撞造山期初始阶段的时限一致。

尹安(1993)认为华南（扬子）地块的东北部向华北地块东部的楔入作用引起该二地块的碰撞，同时导致中国东部左行郯庐断裂和朝鲜半岛东南部右行汉南断裂的发育。碰撞始于早二叠世末期，持续到晚三叠世—早侏罗世。

总之，郯庐断裂带是我国目前争论长久、意见分歧大、研究程度较高的一条断裂带。

2.2 区域构造背景

郯庐断裂带自南而北北东穿越扬子地块东北部、大别山和苏北-胶南造山带、华北地块东部以及东北的吉黑地块。正是这些地块与造山带，构成中国东部构造格局的总轮廓（图2—1）。

2.2.1 扬子地块

扬子地块的基底由新太古界大别群/阚集群、古元古界宿松群/肥东群和中元古界张八岭群组成，它们是一套中深至中浅区域变质岩系。大约10×10^{8} a前的晋宁运动造成扬子地块基底变形，形成轴向由北西西至东西再转为北东并呈现向南突出的弧形展布的紧密线性褶皱与倒转褶皱。震旦系至三叠系组成扬子地块盖层。震旦系主要为陆相砂泥质及冰水砂

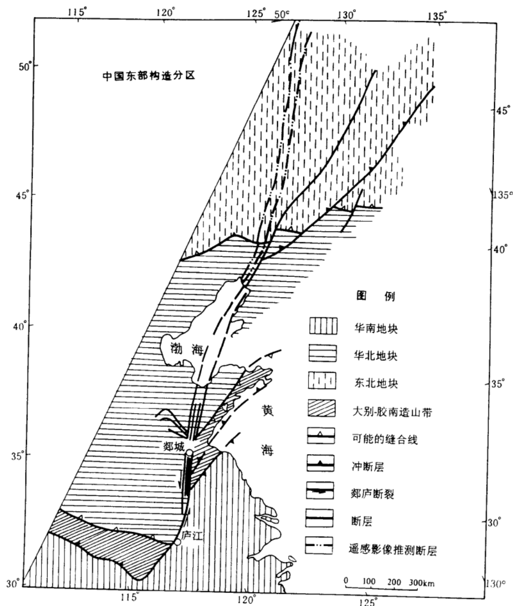


图 2—1 中国东部构造分区简图

泥质沉积，后期发育浅海相—海相—海陆交互相的碎屑岩和碳酸盐岩建造，局部夹有含煤地层，其间由于加里东运动，造成中下泥盆统地层缺失，上泥盆统为滨海相—陆相的砂页岩建造。中三叠世后期的印支运动结束了扬子地块的海相沉积历史，并使此前的盖层和部分具—

定塑性的变质基底发生不同程度的挤压变形，有些甚至形成较强的褶皱、冲断-推覆构造及糜棱岩带。在褶皱-冲断构造带前缘形成早、中侏罗世沉积盆地，沉积陆相碎屑岩和中酸性火山岩。晚侏罗世—早白垩世的燕山运动造成一系列内陆断陷盆地，沉积中性中基性火山岩及紫红色的碎屑岩系。晚白垩世至第三纪以河湖相杂色碎屑岩沉积为主，局部伴有基性岩的喷发与侵入。

2.2.2 华北地块

华北地块出露最古老的地层为古太古界迁西群，呈东西向分布于冀辽陆核的南缘，主要由各种片麻岩、角闪斜长次透辉麻粒岩、斜长角闪岩、磁铁石英岩、黑云变粒岩、浅粒岩组成，并遭受强烈混合岩化作用，变质程度达高角闪岩相，局部地区为麻粒岩相。原岩主要是一套基—超基性火山-沉积岩系。其 Sm-Nd 年龄值大于 3500 Ma（孙家树等，1982；黄莹等，1986），^{39}Ar-^{40}Ar 年龄值大于 3600 Ma（王松山等，1984）。

华北地块的新太古界组成，在冀辽称单塔子群，在鲁西为泰山群，在胶辽为鞍山群。其主要岩性为各种片麻岩、角闪岩、浅粒岩，局部夹大理岩。原岩为巨厚的泥砂质、钙泥质沉积岩夹中基性火山岩的火山-沉积岩系，区域变质作用程度达角闪岩相。

中、古元古界围绕着太古宇基底岩系分布。古元古界以胶东群为代表，主要为碎屑-火山岩建造，经区域变质作用而成为片麻岩与片岩类岩石，变质程度下部为角闪岩相，上部为绿片岩相。中元古界以辽河群为代表，由各种片岩、大理岩及千枚岩、板岩等组成，原岩为砂质、泥质碳酸盐岩类沉积。新元古代，在鲁西出现土门群为代表的沉积，沉积物由砾岩、石英砂岩、钙质页岩、薄层灰岩或白云质灰岩组成，不整合于泰山群之上。青白口系—三叠系组成华北地块盖层。青白口系和部分震旦系地层广泛发育于该地块的南缘，为一套比较稳定的地台型海相碎屑岩、碳酸盐岩建造，为华北地块的第一个真正沉积盖层。下古生界以浅海相砂页岩-碳酸盐岩建造为特征，上古生界为海陆交互相—陆相的砂页岩和含煤建造。

印支运动使构造格局发生变化，表现为区域整体性不均衡隆起、坳陷为特征。特别是晚侏罗世—早白垩世的燕山运动则造成强烈的裂陷、裂谷作用，广泛的钙碱性火山喷发作用，大规模的酸、中酸和碱性的花岗质岩浆及小规模的中基性岩浆的侵入作用。在具有地堑性质的断陷盆地中，堆积了侏罗系—白垩系的碎屑岩与火山岩建造。

新生代老第三纪裂陷作用表现为一系列地垒与地堑的形成，其中许多叠置于中生代盆地之上。老第三系的含盐、石膏及煤、油页岩的粘土岩、碎屑岩等河湖相沉积不整合于下伏地层之上。伴随裂陷作用，出现强烈基性火山作用，形成水下喷发的拉斑玄武岩及层凝灰岩，并有碱性辉绿岩墙的侵入。新第三纪开始的火山活动以陆相火山喷发的碱性玄武岩为特征。

2.2.3 吉黑地块

吉黑地块的基底由古、中元古代的黑龙江群、麻山群和震旦—二叠系组成。黑龙江群与麻山群是以浅海相砂质、砂泥质为主的火山-沉积岩系，经中、深区域变质作用而形成的各种片岩、片麻岩、变粒岩和大理岩。震旦—二叠系为浅变质至未变质的海相砂岩、页岩、灰岩、壳相灰岩和壳相碎屑岩类，二叠系上部发育有陆相红层，局部地区有不甚强烈的酸性火山岩活动。古生代末的海西运动，造成该区的断拗与褶皱作用，随之出现中生代的大量花岗岩侵入，吞食或同化了部分结晶基底。

2.2.4 大别山造山带

大别山造山带处于华北地块与扬子地块之间，是这两地块三叠纪时碰撞的产物（Xu，

Z.,1987;Senger,A.M.C,1985)。它由三条呈北西—南东向延伸的构造带组成:①北部为北淮阳等斜褶皱带,由佛子岭群碎屑岩类组成,复理石建造,主要岩性为石英岩、石英片岩、黑云石英片岩、含绢云母石英片岩、白云石英片岩等,属绿片岩相区域变质岩系,侏罗系火山-沉积岩类不整合于其上。该带北侧为中生代合肥盆地,二者之间以固始-肥中断裂为界,南侧以桐柏-磨子潭断裂为界。②中部为大别山杂岩带,夹持于桐柏-磨子潭断裂与太湖-黄梅断裂之间,由大别山群组成,岩性为各种片麻岩、角闪岩、浅粒岩及大理岩,伴有不同时期的花岗岩类侵入,普遍遭受混合岩化作用,变质程度达角闪岩相,局部达麻粒岩相。该带中的中南部片麻岩中含有大量榴辉岩夹层或透镜体,局部含有柯石英,榴辉岩的石榴子石中还发现有金刚石包裹体(Okay et al,1989),形成超高压变质带,说明大别山杂岩中南部曾经历过榴辉岩相的区域变质作用。③南部为前陆褶皱带,由绿片岩—低级角闪岩相的宿松群组成,岩性以石英片岩、大理岩、白云质大理岩为主,并以含磷灰岩为特征,为扬子地块陆缘沉积。向西延入湖北境内,向东庐江—枞阳一线以西靠近大别山部分,元古宇—三叠系地层形成一系列紧闭、同斜以至倒转褶皱。

关于佛子岭群、大别山群、宿松群的时代归属历来存有争议,目前仍未取得统一认识。安徽省区域地质志(1987)认为佛子岭群中的微古植物组合具有明显的前寒武纪特色,岩性岩相又与淮南地区的青白口系八公山群相似,因此暂将其归于青白口纪,即新元古代。大别山群主要根据湖北省区调队 1982 年资料,四组锆石 U-Pb 法年龄值变化范围在 1952～2424 Ma 之间,于是归于新太古代。宿松群,据对柳坪地区的大新屋组下段斜长片麻岩中的锆石 U-Pb 法测得的年龄值为 1850 Ma,对柳坪组底部磷矿层磷灰石 U-Pb 法测年为 2343 Ma,后者可能代表宿松群生成年龄的下限;前者可能代表变质作用改造的时间,属于古元古代。徐树桐则认为佛子岭群属早古生代,大别山群是扬子大陆板块的俯冲基底,Sm-Nd 等时线年龄为 1267.9 Ma±118 Ma,属元古宙(徐树桐等,1993)。

2.2.5 苏北-胶南造山带

苏北-胶南造山带位于江苏北部及相邻的胶南地区,夹持在郯庐断裂带东界嘉山-庐江断裂与响水-盱眙断裂之间,西为华北地块,东为扬子地块,呈楔状块体向北东方向延展。该造山带亦由北、中、南三带组成:①北部为五莲带,位于五莲-青岛断裂之北侧,在崂山向北可延至烟台西侧。出露地层为五莲群,其下部称海眼口组,岩石成分复杂,由黑云变粒岩、斜长角闪岩、黑云角闪斜长片麻岩组成;上部坤山组,以大理岩为主夹炭质板岩,底部见石英岩层。该带北侧为中生代莱阳盆地。②中部为苏北-胶南杂岩带,其北南两侧分别以五莲-青岛断裂与泗洪-连云港断裂为界。出露地层在江苏称东海群,在山东称胶南群。前者岩性主要为黑云斜长片麻岩、二云斜长片麻岩夹少量片岩及大理岩;后者主要由角闪黑云斜长片麻岩、黑云二长片麻岩、斜长角闪岩、少量条痕状混合岩、白云石英片岩组成,上部见浅粒岩、厚层大理岩、黑云片岩等。属角闪岩相和绿片岩相的区域变质岩系。该带中一个引人瞩目的现象是在片麻岩中,分布着榴辉岩、大理岩和蛇纹石化超基性岩的夹层或透镜体。柯石英及其假像出现在榴辉岩中(Zhang et al.,1990)。此杂岩与大别山杂岩在岩石学与结构上非常相似。③南部为张八岭-灌云带,位于泗洪-连云港断裂与响水-盱眙断裂之间,出露地层为中元古界张八岭群与海州群下部的锦屏组。张八岭群下部为复理式建造,上部为细碧-石英角斑岩建造。岩石普遍遭受绿片岩相区域变质而成为千枚岩-片岩系。海州群锦屏组为含磷白云质-泥砂质建造,经绿片岩相区域变质作用形成磷灰岩-片岩系。

由上述不难看出，苏北-胶南造山带与大别山造山带是完全可以对比的，它们是同一个造山带的两个部分，是被郯庐断裂带错移的结果(两者的详细对比关系见后)。

2.3 断裂带基本特征

2.3.1 断裂带的空间展布

郯庐断裂带是濒西太平洋东亚大陆边缘上一系列北北东向断裂带中一条巨型断裂带。它南起长江北岸的湖北武穴(原称广济)，沿北东及北北东方向，经安徽的宿松、潜山、庐江、嘉山，江苏的泗洪、宿迁，山东的郯城、沂水，过渤海湾，穿越东北三省，于黑龙江的逊克一带进入俄罗斯境内。在我国境内延伸 2400 km，宽几十至 200 km 左右。其总体走向 N10°～20°E，呈缓 S 状(图 2—2)。

郯庐断裂带被分为三段：渤海至新沂之间为中段，其北为北段，其南为南段。北段，断裂带以分支断裂组成为特征，东支为敦化-密山断裂，中支为依兰-伊通断裂，西支大体沿松辽平原东侧延伸至逊克、孙吴一带，三者走向依次为 N60°E、N45°E 及 N25°E，向南西方向收敛于沈阳附近，平面形态呈帚状。中段，又称为"沂沭断裂带"，由四条大致平行的主干断裂组成，自东而西分别为昌邑-大店断裂、安丘-莒县断裂、沂水-汤头断裂和鄌郚-葛沟断裂。南段，由嘉山-庐江断裂和五河-合肥断裂构成郯庐断裂带的东西界主干断裂，其间还有池河-太湖断裂和朱顶-石门山断裂。其中嘉山-庐江断裂向南西沿大别山东南麓延伸，成为大别山与淮南丘陵的天然界线。江苏的山左口-泗洪断裂为断裂带东界主干断裂，其北、南两端可分别与昌邑-大店断裂与嘉山-庐江断裂相连接；西界纪集-王集断裂北与鄌郚-葛沟断裂相连，南则与朱顶-石门山断裂相接。本章仅讨论断裂带中南段的构造特征，北段另有专章论述。

2.3.2 断裂带的结构特征

1. 浅部结构

郯庐断裂带有着长期活动的历史，且不同区段、不同时期活动方式不尽相同，因此内部结构颇为复杂，但就现今所呈现出的面貌而论，基本上为一堑垒构造，这主要是由于白垩纪以来差异升降运动所造成的。此一结构特点在郯庐断裂的中段表现最为典型。昌邑-大店、安丘-莒县、沂水-汤头、鄌郚-葛沟等四条主干断裂在这里构成两堑夹一垒的构造型式。中央隆起部分称汞丹山地垒，其东西两侧分别为安丘-莒县地堑和马站-苏村地堑(图2—3、2—4)。

汞丹山地垒：夹持于安丘-莒县断裂与沂水-汤头断裂之间，长约 170 余 km，宽 10～30 km，北宽南窄。出露地层主要是太古宇泰山群，东侧还发育震旦系土门群和古生界，另有侏罗系、白垩系及新第三系局部分布。泰山群是以角闪岩相为主的片麻岩系，多呈复杂线型倒转褶皱产出，且广泛发育糜棱岩带，呈现出深层次韧性变形特征，说明地块隆起受剥蚀的深度是相当大的。土门群主要由石英砂岩、钙质页岩、薄层灰岩或白云质灰岩组成，不整合于泰山群之上。古生界主要为一套碳酸盐岩夹页岩和砂岩。侏罗系中下统为陆相含煤地层，不整合覆于泰山群和古生界之上，上统缺失。白垩系分布于地垒东侧边缘，由东向西不整合超覆在古生界之上。新第三系玄武岩层仅零星残存在北部的山顶上。

安丘-莒县地堑：处于安丘-莒县断裂和昌邑-大店断裂之间，长约 160 km，中部最宽处可达 15km，北部最窄处仅2km。堑内沉积白垩系下统青山组和上统王氏组，其厚度据物探资

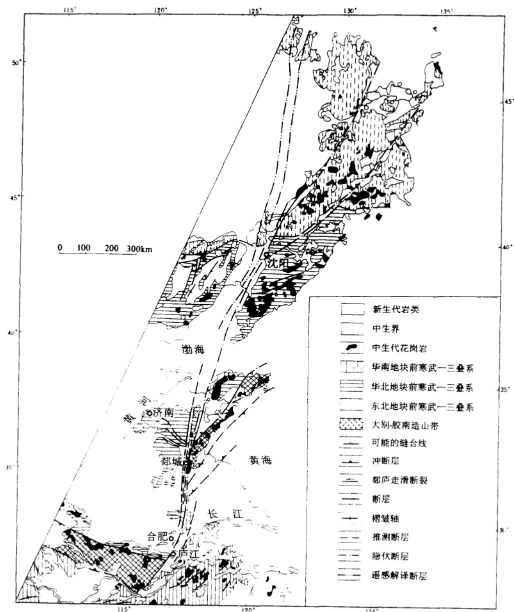


图 2—2 郯庐断裂带地质构造图

料推测达 2～7 km。青山组仅出露在该地堑的西部，为一套中基性的火山岩与火山碎屑岩系，主要由火山角砾岩、集块岩、凝灰质砂砾岩与安山岩组成。王氏组几乎占据着整个地堑的范围，岩性主要为砾岩、砂砾岩、粗砂岩、紫红色砂页岩等，砾石成分复杂，有火山岩角砾、古生界灰岩角砾，还有正长斑岩角砾。白垩纪末期至老第三纪，该地堑遭受一次压扭活动，南部

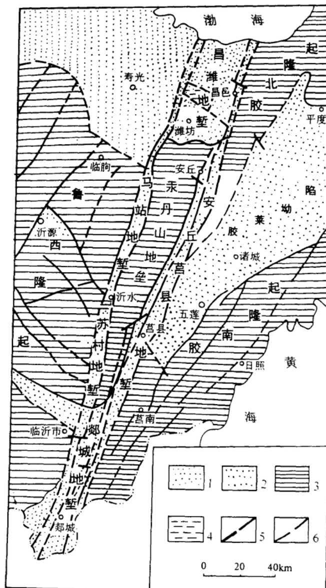


图 2—3　郯庐断裂带中段平面结构图

（据郭振一等，1985）

1—中新生代坳陷；2—中生代地堑及坳陷；3—隆起、凸起地块；4—被新生代覆盖的隐伏地块；5—主干断裂；6—一般断裂

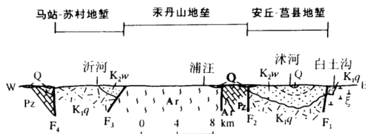


图 2—4　郯庐断裂带中段剖面结构示意图

（据国家地震局地质研究所，1987）

Q—第四系；K_2w—白垩系上统王氏组；K_1q—白垩系下统青山组；Pz—古生界；Ar—太古宇；ξ—正长岩；F_1—昌邑-大店断裂；F_2—安丘-莒县断裂；F_3—沂水-汤头断裂；F_4—鄌郚-葛沟断裂

形成大型开阔向斜，北部因挤压较弱，仅表现为次级褶皱叠加的缓单斜构造。同时由于强烈的压扭活动，使地堑普遍抬升，结束了原来的沉积环境，开始遭受剥蚀，因此缺失第三系的沉积，只在北部安丘一带有少量新第三纪玄武岩流的发育。

马站-苏村地堑：处于鄌郚-葛沟断裂和沂水-汤头断裂之间，长达 150 km，最宽处近 10 km，其内白垩系厚度据物探资料显示约 1～2 km，说明其基底深度远比安丘-莒县地堑为小，事实也是如此，在这里可见大面积的泰山群、古生界及少量震旦系出露，而安丘-莒县地堑的基底只能从物探资料分析。马站-苏村地堑内白垩系下统青山组沉积主要由砂砾岩、中性安山岩及火山碎屑岩组成，在近主干断裂边部发育巨大的火山弹与火山集块岩，表明断裂对堑内火山喷发的控制。上统王氏组主要是紫红色砂砾岩与黄绿色页岩，局部夹泥灰岩。堑内白垩系构造形态，中北部呈向斜，南部主要呈单斜，这与白垩纪末至老第三纪的一次压扭性构造活动有关，且北部强于南部。由于这次活动，还使早期的沉积环境改变为剥蚀环境，堑内白垩系广遭剥蚀。新第三纪玄武岩流呈水平产出，盖在堑内王氏组及两侧主干断裂之上。

马站-苏村地堑与安丘-莒县地堑在沂沭断裂带南部合二为一，称郯城地堑，呈北北东向条带状展布，大部被第四系覆盖，基岩出露面积很小，主要为白垩系青山组与王氏组。沂沭断裂带北部也有一地堑，为昌潍地堑，主要表现为白垩纪和老第三纪早期地堑，新第三纪以来，被上第三系和第四系覆盖。

在郯庐断裂南段安徽五河以南，两堑夹一垒的结构形态由一堑一垒所代替，即由新太古界五河群片麻岩系组成的大巩山地垒和其东侧由白垩系河湖相碎屑岩堆积的古沛地堑，二者之间以朱顶-石门山断裂为界。再向南至肥东古城集一带，堑垒结构则完全消失。

2. 深部结构

中国东部的两条地学断面——江苏响水至内蒙古满都拉和安徽灵璧至上海奉贤，为了解郯庐断裂带的深部结构提供了丰富的信息（马杏垣等，1991；陈沪生等，1993）。

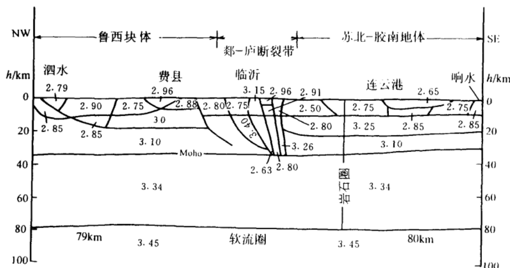


图 2—5 响水—满都拉地学断面南段的密度(g/cm³)结构
(据马杏垣等,1991)

在响水—满都拉地学断面中,根据地震测深与地质资料,由重力正演拟合得到断面东南段密度结构(图 2—5),显示位于临沂东侧的郯庐带四条主干断裂均以高角度东倾,并一直延伸到莫霍界面。断裂带自地表向下由宽(17～25 km)变窄(约 15 km),内部密度较其两侧偏低,而中地壳密度东侧又高于西侧,造成重力场偏高。在地壳速度结构方面,断裂带内中、下地壳低速层及其厚度有明显变化,中地壳下部和下地壳加厚,下地壳包括莫霍界面有挠曲隆起,而隆起高点偏向郯庐带的西侧。大致在近断裂带东侧的下地壳内有低速度异常体(6.5 km/s),可能是由于上地幔物质沿断裂向上侵扰的结果。大地电磁测深结果表明,在 60～80 km 深度的上地幔有低电阻层分布,它隆起的范围亦偏向断裂带的西侧。断裂带两侧地块的地壳结构亦有所不同(表 2—1):东侧苏北-胶南地块地壳结构成层分布,速度按正常规律由浅到深递增,壳内有低速度分布,地壳深度由断裂带向东迅速减薄(33→29 km);西侧鲁西地块地壳介质分异程度较高,由浅到深速度逐渐递增,中、下地壳的低、高速度层相间分布,

表 2—1 郯庐断裂带两侧地块地壳速度结构

	苏北-胶南地块		鲁 西 地 块	
	厚度/km	层速度/(km·s⁻¹)	厚度/km	层速度/(km·s⁻¹)
上地壳	10～11	2.7～6.3	13	2.9～6.4
中地壳	12.5～14	6.2～6.5	10.5	6.2～6.5
下地壳	6.5～8	6.7～7.4	10	6.7～7.4
总厚度	29～33		33～34	

地壳厚度由断裂带向西逐渐增大(32.5→35 km)。由大地电磁测深得到的地壳、上地幔电性结构表明,在郯庐断裂带中段及两侧未发现壳内高导层的存在,而在断裂带下,则出现上地幔高导层强烈上隆的现象,视电阻率值为数十欧姆米,其埋藏深度 60 km,而在两侧的苏北-胶南地块与鲁西地块,该层深度分别达 78 km 和 76 km,上隆幅度为 30%,上隆中心略偏向于断裂带西侧。

灵璧—奉贤(HQ-13)地学断面跨越扬子地块、苏北-胶南造山带,穿过郯庐断裂带南段北部,伸入华北地块东南缘(图 2—6)。在该断面进行的大地电磁测深表明,郯庐断裂带东界断裂为高角度东倾的超壳断裂,西界断裂为直立并在深部略显西倾的岩石圈断裂;在地壳地震测深方面,东、西界断裂均表现为超壳断裂破碎带;全地壳反射地震剖面反映它们为东倾的超壳断裂。如图 2—5 所示,郯庐断裂带由浅部至深部穿切 7 大构造层,达上地幔高导层。

上述特征说明,郯庐断裂带不仅在浅部表现为堑垒结构的复杂构造带,而且是一条向下延伸切穿地壳到达上地幔的断裂破碎带与上地幔隆起带。

2.3.3 构造变形特征和断裂力学性质

郯庐断裂带经历复杂的形成与演化过程,其活动方式于不同时期不同区段表现出明显的多样性,造成兼具韧性与脆性、挤压与引张、左旋与右旋等性质复杂的构造变形特征。总的看来,在断裂形成发育的早期阶段(晚三叠世—早中侏罗世),表现为以左旋韧性剪切变形为主,随后向韧—脆性变形转化;到中晚期阶段(晚侏罗世—早白垩世),出现拉张作用,变为以张扭性脆性变形为主,控制侏罗纪—白垩纪沉积与燕山晚期的岩浆活动,并持续到老第三纪;在挽近期阶段(新第三纪—第四纪)则表现为右旋扭压性变形为主的构造特征。

1. 韧性剪切带

韧性剪切带主要发育在古老的变质基底中,在武穴四望、宿松河塌、嘉山张八岭、五河大巩山等地区以及沂沭断裂带的汞丹山地垒中均有良好出露,其糜棱岩面理走向自南而北依次由北西,变为近东西,再转至北东、北北东向,呈规律性展布。矿物拉伸线理则由南南东向逐渐变为南东、南东东与近东西向。面理、线理产状反映出郯庐断裂带两侧地块的左旋滑动特征。

在郯庐断裂带南段的张八岭群中,广泛发育糜棱岩与超糜棱岩,韧性变形特征非常典型。S-C 组构、不对称长石残斑、"多米诺"、"云母鱼"及白云母膝折带等现象大量存在。糜棱岩面理倾向南东,倾角不超过 30°,透入性矿物拉伸线理以稳定的南东 140°～160°方向展布,韧性组构以及 B 型褶曲的倒向均显示上层相对下层向南东方向滑动,说明张八岭地区曾经历南东—北西向的挤压和北东向的剪切作用,同时也从一个侧面反映出扬子地块东北部自南东方向向华北地块 揳入的运动学特征。

张八岭群之上为震旦系周岗组、苏家湾组砂页岩、千枚岩,呈北东方向延伸。褶皱形态为紧闭式,轴面倒向南东,常见南东翼倒转,岩层层理由劈理置换,劈理产状平缓,倾向东,向上部劈理密度减低,逐渐变为脆性破裂,构造变形具有明显的韧—脆性过渡特征。震旦系之上的古生界至中三叠统地层变形表现为复杂的褶皱、逆冲断裂系统,构造线呈北东、北北东方向延伸,显示脆性变形特点。由此可见,张八岭地区存在一个完整的由韧性—韧脆性—脆性的构造变形序列。其形成时代,据张八岭群蓝片岩中的多硅白云母^{40}Ar-^{39}Ar 年龄为 245 Ma±0.5 Ma(李曙光等,1993)、220～230 Ma,糜棱岩、云母片岩的 K-Ar 年龄值为 210～230 Ma(张树业等,1989),可以认为造成这期变形的构造热事件发生在 210～230 Ma,即在中上三叠世之间。

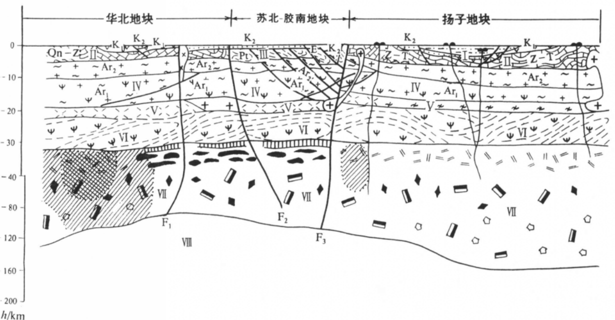


图 2-6　灵璧—奉贤(HQ-13)地学断面西北段地质解释图

(据陈沪生等,1993)

构造层：Ⅰ—陆相中—新生界上叠盆地构造层；Ⅱ—海相古—中生界复式褶皱构造层；Ⅲ—浅变质基底；Ⅳ—深成变质磁性基底构造层；Ⅴ—下地壳塑性构造层；Ⅵ—下地壳波状柔变构造层；Ⅶ—上地幔冷热不均匀团块构造层；Ⅷ—上地幔高导层；F_1—郯庐断裂带西界断裂；F_2—郯庐断裂带东界断裂；F_3—响水-盱眙断裂

在五河大巩山地区，于郯庐断裂带朱顶-石门山断裂与五河-红心铺（合肥）断裂之间的新太古界五河群西凿堆组片麻岩系中，出现多条规模不大、与主干断裂平行或近于平行的韧性剪切带。由带外缘至中心，变形强度增大，依次出现碎裂片麻岩、糜棱岩化片麻岩、糜棱岩、超糜棱岩。在糜棱岩与超糜棱岩中，原始片麻理已消失，长英质残斑呈透镜体或眼球状，并有对称与不对称的压力影及旋转系，粒内变形效应明显，如出现各种形态的波状消光、变形纹、变形带与石英晶格位错，绢云母及动态重结晶石英分别集中，组成条带状构造。通过对石英变形纹与 c 轴夹角的统计测量，多数为 50°～80°，属于近底面型滑移。运用长短轴法对石英残斑进行有限应变测量，求得应变量（X/Z）为 3.10：1（董法先等，1995）。这一地区还存在一近东西向韧性剪切带，发育在蚌埠复背斜的北翼，属早期变形产物，上述近南北向韧性剪切带为后期叠加形变。

在郯庐断裂带中段沂水-汤头断裂和安丘-莒县断裂之间的汞丹山地垒泰山群中，发育10余条断续延伸的韧性剪切糜棱岩带（张家声，1983），走向北东，与主干断裂有一交角。糜棱岩中的长英质扁豆体强烈塑性形变，有的扁豆体长短轴之比达 18：1。在同一条韧性剪切带中，从边缘到中心，糜棱岩化作用逐渐增强，由初期糜棱叶理不发育的变形石英集合体到产生糜棱岩化片麻岩，进而糜棱岩与千糜岩，糜棱岩面理与剪切带走向之间的夹角越来越小，甚至趋于一致。关于该韧性剪切带的形成时代，据朱光（1995）对峨山口韧性剪切带内变晶糜棱岩中白云母所作 K-Ar 年龄测试，为 1773 Ma±32 Ma；本项目测试所得 ^{40}Ar-^{39}Ar 年龄值为 1817 Ma，这说明它的形成时代是很古老的，郯庐断裂带的活动使其抬升至浅部并改变其构造线方向。如大家所知，泰山群中的许多韧性剪切糜棱岩带，在沂沭断裂带西侧平行于原始的片麻理，呈 NW—SE 走向；在接近断裂带时重新定向，变为近 EW 向；进入断裂带内，则变为 NE 向，这显然与郯庐断裂带的左旋走滑活动有关。

2. 脆性变形及力学性质

挤压破碎带：此系郯庐断裂带各主干断裂所具有的最为常见的构造变形现象。当断裂发育在比较强硬的岩石中时，往往表现为岩石的强烈挤压破碎，构造岩以细角砾岩、碎裂岩、糜棱岩为特征；当断裂发育在软硬相间的岩石中，则以出现挤压扁豆体为特点，硬岩层扭压成扁豆体或呈石香肠嵌于片理化泥质构造岩或断层泥中，泥质岩常变为鳞片状的页片围绕着扁豆体，有时因受叠加褶曲作用而形成不协调的流褶曲。

断片带：此为郯庐断裂带的又一脆性变形特征。一条宽大的断裂带往往由主要断裂与数条次级小断裂组成，其间所夹的岩石块体称之为断片。它常呈透镜状产出，但比一般的构造透镜体要大得多，长达数百至数千米，甚至更大些。这在郯庐断裂带中段表现最明显。这里的断片由泰山群、震旦系与古生界构成，其中古生界灰岩断片出露最广，局部还见有长条状白垩系青山组断片。这些巨大断片的形成，与断裂带的张性活动有关，但断片内地层常有规模不大的褶曲发育，断面内出现断层泥与构造透镜体，说明断片形成以后又遭受一次较强的挤压作用。

揉皱带：是主断裂通过强度比较低的软岩层时出现的一种构造变形现象，或是主断裂隐伏地带再活动在上覆地层中的构造反映。如昌邑-大店断裂在通过由页岩夹薄层砂层、泥灰岩组成的王氏组时，王氏组地层突然变陡，形成明显的呈线性延伸的断层揉皱带，而在其两侧，地层即转为平缓的正常产状。在揉皱带内发育大量的小褶曲和伴生小断层。

压、张、扭性结构面共存的断裂带：组成郯庐断裂带的各主要断裂常常表现出复杂的力

学性质，不仅同一条断裂的不同地段，而且在同一露头点上既可观察到压性、压扭性特征，又可观察到扭性、张性特征。断裂内发育糜棱岩、断裂泥、构造透镜体、劈理带，断片内褶皱、冲断裂的出现，明显地反映出断裂的强烈挤压性质；堑垒结构的形成、断片的产生、局部构造角砾岩的存在为断裂张性活动的重要标志；主干断裂的断面上出现水平或近水平擦痕，两侧岩层中的一些小型派生构造，如入字型褶曲和断裂等所显示的是扭性构造形迹。以上说明断裂带曾经历多次运动的改造，总的表现为压扭性—张性—压性的发展过程。

郯庐断裂带的上述构造变形特征，通过实测地质构造剖面，可从中得到更具体深入的认识。

(1) 马站—孟疃剖面(图 2—7)

该剖面位于山东沂水县城以北约 40 km 处，西起上窑村之西，东至诸城的孟疃，全长 34 余 km。它自西而东横穿郯庐断裂带中段——沂沭断裂带四条主干断裂中的三条，即鄌郚-葛沟断裂、沂水-汤头断裂和安丘-莒县断裂。剖面很好地展现出断裂带两堑夹一垒的构造面貌。

鄌郚-葛沟断裂：是沂沭断裂带的西界断裂，在剖面中见于上窑村西。断裂走向北北东，断面东倾，倾角甚陡。断裂东盘为白垩系上统王氏组，西盘为太古宇泰山群，其间夹有巨大的白垩系下统青山组岩片。断裂带宽百余米，带内发育碎斑岩、碎裂岩、构造透镜体、断层泥和挤压片理带(图版 I —1)。灰绿色断层泥经 K-Ar 法测年，为 55.00 Ma±1.11 Ma。断裂及其两侧岩层之上有新第三纪暗绿色橄榄玄武岩及灰白色细—粉砂岩覆盖，其产状平缓，并见次生断裂切割玄武岩层，垂直断距达 1.70 m(图版 I —2)。断裂内还见玄武岩脉的贯入(图 2—8)。以上说明该断裂曾经历强烈的挤压活动，其时代于晚白垩世末至新第三纪玄武岩喷发之前。

沂水-汤头断裂：见于马站东约 2.8 km，为马站地堑与汞丹山地垒的分界断裂。西侧为王氏组，东侧为泰山群。断裂带宽近百米，发育断层磨砾岩、碎裂岩、断层泥和片理化带(图版 I —3)。片理化带内揉皱现象比较普遍。在泰山群中的断裂面上出现大量擦痕，经测量并计算机模拟求解主应力为 $\sigma_1=100°\angle 70°$，$\sigma_2=1°\angle 3°$，$\sigma_3=271°\angle 20°$。另外，该断裂在马站东北约 6 km 的圈里哨虎峪也有很好出露，由断裂束及其所夹断片组成(图 2—9)，断片为古生界奥陶系灰岩、白云岩与中生界白垩系下统青山组。青山组岩性主要为砂页岩、含砾砂岩、火山熔岩与火山集块岩，并见数量较多的巨大火山弹，此说明该处距火山喷发中心不远，也反映出断裂对火山喷发与沉积的控制作用。飞来峰是这里又一重要构造特征，不仅表现在古生界推覆于白垩系青山组与王氏组之上，而且寒武系推覆于奥陶系之上。飞来峰地层强烈褶皱。由此说明沂水-汤头断裂形成时代应在白垩纪末期或老第三纪。

安丘-莒县断裂：见于鞠家窑，为汞丹山地垒与安丘-莒县地堑的分界断裂，走向 20°～30°，断面东倾，倾角大于 70°。断裂西侧为泰山群与古生界寒武系、奥陶系；东侧为白垩系上统王氏组(图版 I —4)。断裂带内夹青山组断片与古生界断片。主断裂西侧发育入字型分支断裂，呈北东 60°走向，倾向北西，倾角 75°，寒武系薄层泥质灰岩逆冲于奥陶系厚层白云质灰岩之上，说明主断裂曾发生过左旋压扭性活动。沿断裂带发育碎斑岩与断层泥，断层泥的 K-Ar 年龄值为 66.14 Ma±1.2 Ma；断面上见斜擦痕，其产状 215°∠20°与 183°∠40°。同时还出现宽达 20 余 m 的破碎角砾岩带，角砾成分为奥陶系灰岩与白垩系王氏组紫红色粉砂岩，表现出该断裂既有压扭性，又有张性的活动特征，而且还反映出其中一次较强的活动发

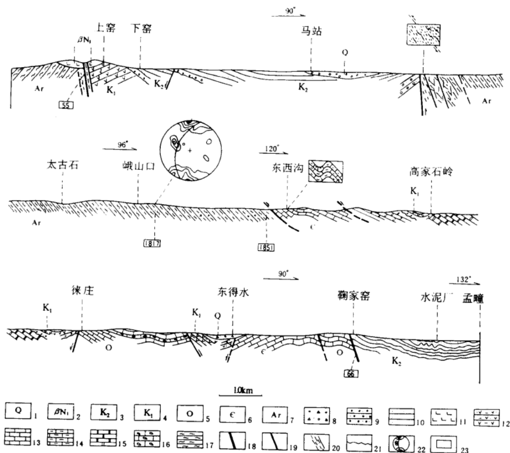


图 2—7　马站—孟疃地质构造剖面

1—第四系；2—新第三系玄武岩；3—白垩系上统王氏组；4—白垩系下统青山组；5—奥陶系；6—寒武系；7—太古宇泰山群；8—冲积物；9—砾岩；10—砂岩；11—橄榄玄武岩；12—安山质火山角砾岩；13—灰岩；14—泥质岩；15—白云岩；16—竹叶状灰岩；17—斜长片麻岩；18—主干断裂；19—一般断裂；20—挤压破碎带；21—不整合界线；22—石英光轴岩组图；23—同位素年龄(Ma)

生在晚侏罗世末至老第三纪。

在沂水-汤头断裂与安丘-莒县断裂之间为由泰山群与下古生界组成的汞丹山地垒，其上存在一些规模不大的逆冲断层和正断层，局部地段岩层强烈变形，如峨山口附近岩层塑性流动现象非常显著(图版 I —5)，出现斜卧、平卧褶曲；发育变晶糜棱岩，石英光轴为简单 S 型组构，反映为高温变形特征。变晶糜棱岩中白云母的 ^{40}Ar-^{39}Ar 年龄为 1817 Ma。这一古老的深层次韧性变形构造的出露，说明该地区被抬升并遭剥蚀的深度是相当大的。在东西沟至鞠家窑一段的寒武系、奥陶系灰岩层普遍发育褶皱，许多为不对称小褶曲(图版 I —6)，轴面倾向说明，上层相对下层作由东向西的滑动。

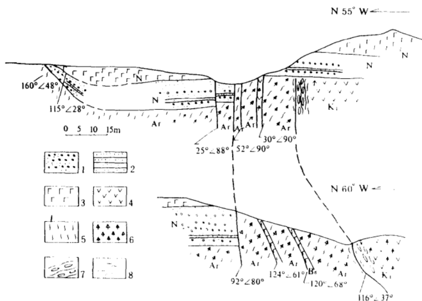


图 2—8 沂水马站上窑鄌郚-葛沟断裂剖面

（据郯城-庐江断裂山东区段旅行指南）

1—砂砾岩；2—砂岩；3—玄武岩；4—安山岩；5—混合岩；6—碎裂岩；7—挤压破碎带；8—断层泥

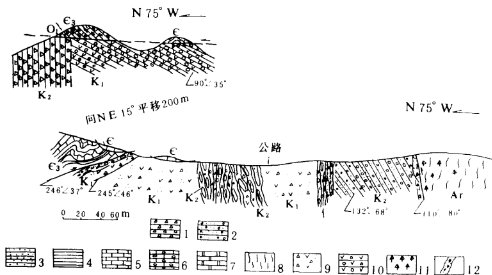


图 2—9 沂水县圈里哨虎峪村南沂水-汤头断裂剖面

（据郯城-庐江断裂山东区段旅行指南）

1—角砾岩；2—砂砾岩；3—砂岩；4—页岩；5—灰岩；6—竹叶状灰岩；7—白云质灰岩；8—混合岩；
9—安山质角砾熔岩；10—火山集块岩；11—碎裂岩；12—破碎带

鞠家窑以东为安丘-莒县地堑，在孟疃水泥厂附近，可见由砾岩、砂砾岩、砂岩与粉砂岩组成的白垩系上统王氏组岩层出现明显的褶皱，有的宽缓，有的紧密甚至倒转，枢纽向北东倾伏，说明晚白垩世之后，该地堑曾经受一次压性活动（图 2—10，图版 I —7）。

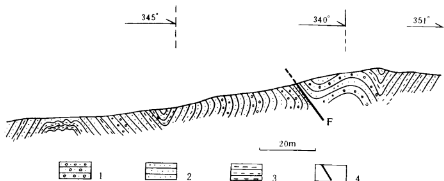


图 2—10 诸城县孟疃水泥厂王氏组地层剖面

1—砾岩；2—砂岩；3—泥岩；4—断裂

（2）沂水县道托乡花沟剖面（图 2—11）

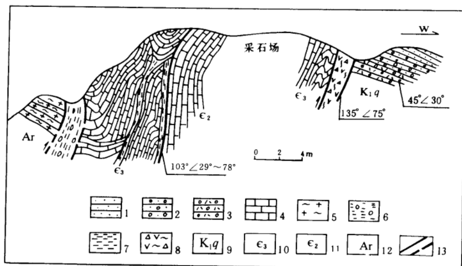


图 2—11 沂水县道托花沟地质构造剖面

（据郭振一等，1985）

1—砂岩；2—砂砾岩；3—角砾熔岩；4—灰岩；5—花岗片麻岩；6—含磨砾断层泥；7—断层泥；8—火山岩破碎带；9—白垩系下统青山组；10—寒武系上统；11—寒武系中统；12—太古宇；13—断层

此剖面为沂水-汤头断裂出露最好剖面之一。断裂带宽80余m，由断裂束夹古生界断片组成。断裂东盘为泰山群，西盘为青山组。青山组近断裂处，岩石强烈破碎，构成火山岩破碎带。东侧主断裂内发育厚达10 m左右的断层泥，内含滚动角砾，其长轴平行断面走向，短轴平行断面倾斜方向，反映强烈的压扭性活动。断片内岩层陡立，并于上盘出现强烈褶皱(图版Ⅰ—1)；平面上小的褶曲现象也很明显，其褶曲轴近直立，稍向南倾(图版Ⅰ—2)，反映断裂还具有左旋斜冲的特点。

(3) 郯城县高峰头乡麦坡剖面(图2—12)

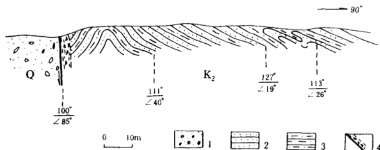


图2—12 郯城县高峰头乡麦坡地质构造剖面

1—松散坡积物；2—砂岩；3—砂质页岩；4—断裂及其破碎带

在该剖面中，可以清楚地观察到安丘-莒县断裂切割第四系，并使白垩系上统王氏组逆冲在第四系之上。王氏组紫红色粉砂岩、砂质页岩受推挤产生小型褶皱、局部甚至出现同斜倒转。断面平直陡立，地表显示非常醒目，充分说明该断裂挽近时代有过较强的活动(图版Ⅰ—3)。同样的现象还见于距此地以北不远的马陵山，但断面倾角较缓(∠40°)，倾向南东东。由于王氏组地层中发育北西向褶皱和压性断层，证明安丘-莒县断裂晚期活动具右旋压扭性质。

(4) 莒县峤山水库溢洪道地质构造剖面(图2—13)

此剖面位于距莒县城东北约11 km处，为沂沭断裂带东界主干断裂——昌邑-大店断裂最佳出露地带之一。断裂发育在王氏组地层中，由挤压破碎带、陡立岩层带、褶皱带组成(图版Ⅰ—4、5、6)，西侧局部地段夹青山组火山岩片，带宽达250余m。邻近断裂处揉皱、构造透镜体特别发育，断层泥、擦痕时有所见。总之，该断裂的压扭性特征非常显著。

另在莒县城南12 km处的石井所见，昌邑-大店断裂表现为断层束及其所夹断片组成，且有燕山晚期的正长斑岩侵入。断裂东盘为青山组，西盘为王氏组砾岩，砾石成分为正长斑岩，呈棱角状。在正长斑岩内还见大量青山组捕虏体。由此反映出该断裂对早白垩世青山组的喷发与沉积的控制作用，而在早、晚白垩世之间，正长斑岩的侵入使青山组火山岩成为捕虏体，之后断裂又控制了王氏组的沉积，形成山麓相含正长斑岩砾石的砾岩。

(5) 嘉山县黑山杜剖面(图2—14)

该剖面为郯庐断裂带南段断裂中朱顶-石门山断裂通过的典型剖面之一。它由两条断裂组成，其间发育花岗岩碎裂、角砾岩带为特征。西侧断裂呈北北东走向，断面近直立；东侧断裂 呈北东走向，但向南西延伸，接近西侧断裂时变为北北东向，两断裂平行向南南西延伸。

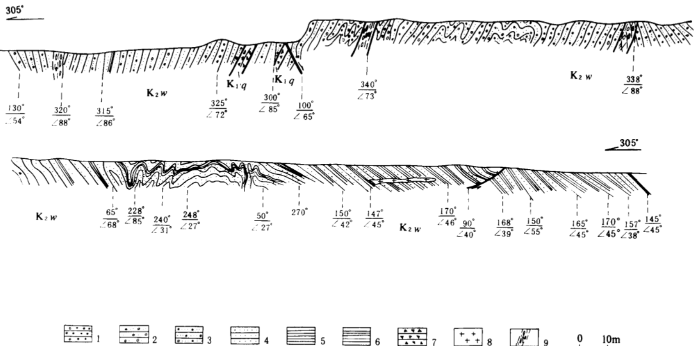


图 2—13 莒县峤山水库溢洪道地质构造剖面

1—砾岩；2—砂砾岩；3—含砾砂岩；4—砂岩；5—砂质页岩；6—页岩；7—火山角砾岩；8—细晶岩；9—破碎带

因此，花岗岩角砾岩带北宽南窄，北部宽达 500 m 以上，南部仅数 10 m。断裂带西侧为新太古界五河群峰山李组，由条带状角闪钾长变粒岩夹大理岩和斜长角闪岩组成；东侧为下白垩统新庄组，以含砾砂岩为主，夹泥质粉砂岩，砾石成分复杂，粗安质、硅质、花岗质均有。

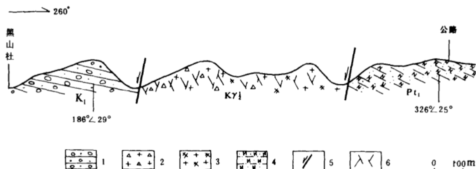


图 2—14　嘉山县黑山杜地质构造剖面

1—白垩系下统砾岩、砂砾岩；2—新太古代混合花岗岩，具角砾构造；3—新太古代混合花岗岩，具碎裂构造；4—新太古界五河群变粒岩；5—断层；6—节理

朱顶-石门山断裂在五河大巩山一带，构成大巩山地垒与古沛地堑的分界。沿断裂除发育角砾岩外，还出现碎粒岩、碎裂岩甚至糜棱岩，断层泥、挤压片理、构造透镜体等也普遍存在。说明这一断裂具有压张扭多次复杂活动的特点。

(6) 肥东县桥头集剖面(图 2—15)

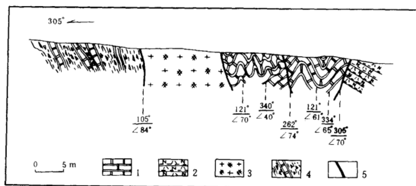


图 2—15　肥东县桥头集地质构造剖面

1—大理岩；2—角闪斜长片麻岩；3—碎裂花岗岩；4—大理岩碎裂角砾岩带；5—断裂

此剖面为郯庐断裂带南段断裂中池河-太湖断裂通过地带之一。断裂带发育在古元古界肥东群双山组大理岩及侵入其中的花岗岩中。它由数条断裂与挤压破碎带、褶皱带组成，可见宽度 60 余 m。自西而东依次出现大理岩碎裂角砾岩带、花岗岩破碎带与大理岩褶皱带。

在该剖面以北约 3.5 km 的十八趟水库西北侧，池河-太湖断裂也有非常好的出露。断裂

西侧为白垩系上统张桥组红色砂砾岩、砂岩沉积，东侧为肥东群双山组大理岩及花岗岩体。大理岩与花岗岩均遭受强烈挤压破碎，角砾岩、碎裂岩、糜棱岩、断层泥、构造透镜体、密集劈理均很发育。张桥组岩层较陡，并发育次级裂隙，沿断裂带也出现挤压破碎现象，反映晚白垩世之后断裂的再次活动(图 2—16，图版 Ⅰ—7)。



图 2—16 肥东县山王集长岗村东北十八趟水库西北侧地质构造剖面

(据国家地震局地质研究所，1987)

1—白垩系上统张桥组砖红色砂岩、含砾砂岩；2—挤压破碎带；3—古元古界肥东群大理岩压碎扁豆体带；4—古元古代片麻状花岗岩；5—花岗岩挤压破碎带

2.4 与郯庐断裂走滑运动有关的构造

在郯庐断裂带发育过程中，其两侧常出现一些不同形式的构造与之相伴随，这些构造对识别郯庐断裂的性质、活动方式往往具有指示性标志的意义。

2.4.1 雁行褶皱

在郯庐断裂带南段沿江分布的中生代盆地隆起带内，发育一系列褶皱，其轴向北东，呈左行雁行斜列(图 2—17)。褶皱形态主要表现为背、向斜相间、紧闭线性复式褶皱，也有倒转、平卧褶皱，并伴有逆冲断裂以至推覆构造。同时，左行北北东向断裂和右行近东西向断裂也很发育，它们组成共轭剪切断裂系。这些构造现象的出现，显然与郯庐断裂的走滑运动有关，或者说，它清楚地反映了郯庐断裂曾经历过左行走滑活动的历史。

李培军等(1995)通过对沿江盆地黄马青群沉积及同期构造的研究，发现黄马青群的沉积厚度分布显示出很强的规律性，盆地中四个沉积中心——宿松、安庆(怀宁)、芜湖和南京，总体呈北东向展布，相互间基本平行，并呈侧向斜列分布(图 2—18)，表明其形成明显受走滑作用的控制。他还认为盆地内的雁行褶皱及其相伴的结构是走滑挤压应力作用下的典型产物。这一走滑挤压作用是由于中晚三叠世时，扬子与华北两地块碰撞拼接过程中，郯庐断裂产生的大规模走滑运动所致。

2.4.2 入字型构造

郯庐断裂带东侧的广大地区，发育一系列北东向构造，与郯庐断裂组成巨大的入字型，其中鲁东入字型构造即很具有代表性。它由胶南隆起、胶北隆起与其间所夹的胶莱坳陷组成(图 2—3)，几乎涉及整个鲁东地区。

胶南隆起由元古宇胶南群结晶基底组成，基底中复式褶皱走向与隆起轴线一致，呈北东向。燕山期花岗岩沿隆起轴部分布。胶北隆起由前寒武系组成，以栖霞复背斜为主体，轴线

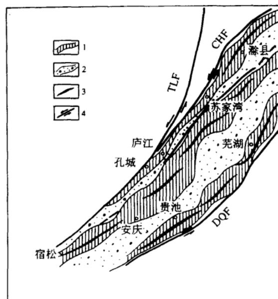


图 2—17 郯庐断裂带南段沿江盆地内雁行褶皱分布图

(据李自望修改,1985)

1—隆起带;2—沉降带;3—褶皱轴;4—走滑断裂;TLF—郯庐断裂;CHF—滁河断裂;DQF—东至-青阳断裂

也大致呈北东向。胶莱坳陷内为巨厚的中生代沉积。

鲁东人字型构造自晚侏罗世开始,一直活动到老第三纪。隆起区主要表现为断裂和岩浆侵入活动;坳陷区则主要是火山活动与正常的沉积活动。其形成与活动方式也从一个侧面说明郯庐断裂带长期左行扭动的历史。

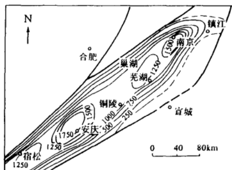


图 2—18 沿江地区黄马青沉积等厚图(m)

(据李培军等,1995)

2.4.3 鲁西帚状构造

鲁西帚状构造是郯庐断裂带中段的重要派生构造,它的规模很大,占据了鲁西大部分地区。它由一系列呈弧形展布的凸起、凹陷及控制凹陷边界的断裂组成,弧顶向北突出。凸起和凹陷相间排列,自北而南为泰山-鲁山-沂山凸起、莱芜-沂源凹陷、新甫山凸起、新泰-蒙阴凹陷、蒙山凸起与泗水-平邑凹陷。凸起区主要由泰山群组成,北半部分布有古生代沉积盖层,盖层走向随着下伏地层一起呈弧形展布;凹陷区为中新生代沉积。主要断裂有莱芜弧形断裂(包括泰安-大王庄、铜冶店-孙祖等断裂)、汶蒙弧形断裂(包括莲花山、新泰-垛庄、汶泗、蒙山等断裂)。弧形断裂向北西撒开,向南东收敛于鄌郚-葛沟断裂。尼山穹隆构成帚状构造的砥柱,基底为泰山群变质岩系,古生界地层环绕其四周分布。研究中发现,上述断裂并非单一性质,如以往曾认为的正断层,而是具有复杂的活动历史,表现在中生代以来经历挤压逆冲,掀

斜伸展至新生代重力滑覆的构造演化阶段。

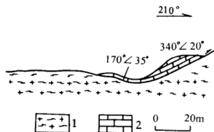


图2—19 寒武系张夏灰岩沿不整合面向南推覆
(莱芜范镇西南)
1—太古宇泰山群山草峪组片麻岩;
2—寒武系张夏灰岩

挤压逆冲构造:主要发育在沉积盖层寒武系、奥陶系灰岩与下伏泰山群变质结晶基底之间的不整合面上,其次是寒武系地层间及石炭、二叠系含煤地层中。其总体推覆方向由北东向南西。单个断层形态为铲状,前部向北东陡倾,尾部迅速变缓,断层面上有时可见倾斜擦痕。如在莱芜范镇西南可见寒武系灰岩沿与下伏泰山群山草峪组片麻岩间的不整合面向南推覆(图2—19)。在蒙阴县常路乡小山口寒武系张夏灰岩中发育北西向逆冲断裂,且构成叠瓦式构造,逆冲方向为南西向(图2—20,图版Ⅰ—8)。由于挤压逆冲是沿先存软弱面发生,断裂上下盘岩石未受到明显的构造扰动,所以只是一次浅层次变形。其形成与早中三叠世时扬子与华北两地块碰撞拼合,郯庐断裂带初期发育阶段的南北向挤压扭动作用有关。

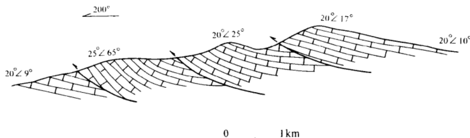


图2—20 寒武系张夏灰岩的叠瓦逆冲构造
(蒙阴常路乡小山口)

掀斜、伸展构造:从晚侏罗世到早白垩世,本区处在挤压期后的松弛伸展环境。先存的逆冲断裂重新活动,形成北西向伸展断裂,出现山前断陷盆地,堆积了侏罗系下统与白垩系下统的陆相粗碎屑岩。晚白垩世末至老第三纪,由于岩浆上涌,地热增温,伸展达到高潮,凹陷进一步扩大,接受了老第三系陆源碎屑岩沉积,同时地块在伸展作用下掀斜抬升,独尊五岳的泰山即由此而形成。从晚侏罗世到老第三纪,本区经历的近南北向伸展量累计达25~30 km(王桂梁等,1992)。

重力滑覆构造:泰山周围下古生界与太古宇泰山群间的角度不整合面上普遍存在的一种构造现象。在泰山北侧的灵岩寺、张夏一带有良好出露。滑动面之上的寒武系薄层灰岩由于重力作用而发育一系列轴面倒向北东的不对称褶皱,证明其滑动方向朝向北东(图2—21),滑动面上可见擦痕和镜面。滑裂岩沿滑动面断续分布,其角砾成分除泥灰岩外还见有晚燕山期辉绿玢岩的碎块,相互混杂,硅化强烈。由此也说明滑动构造形成于燕山晚期之后。由于重力滑覆,还使寒武系馒头组底部地层发生不同程度的缺失,最大缺失厚度近10 m(吕明

蔺等,1990)。

根据上述构造特征,可概括出鲁西地区构造演化模式图如下(图 2—22)。

2.4.4 徐淮弧形构造

徐淮弧形构造的踪迹遍及徐州、淮北、宿县等广大地区,影响范围约 1500 km^2。卷入地层有震旦系、寒武系、奥陶系和石炭系、二叠系。它由一系列复式褶皱和与之相伴的冲断带组成,构造线自北而南由北东东、北东逐渐转向近南北、南东、南东东向,总体构成向西凸出的弧形构造带。复式褶皱中复背斜一般由寒武系、奥陶系、局部震旦系组成,褶皱紧密;复向斜中为石炭系、二叠系分布区,褶皱平缓开阔,是重要的煤矿产地。与褶皱相伴的压扭性断裂断面平缓,多处形成飞来峰、构造窗;相伴的张或张扭性断裂呈扇状排列,甚至构成堑垒构造。

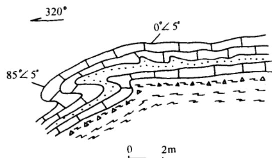


图 2—21 寒武系张夏灰岩与下伏泰山群之间不整合面上的重力滑覆构造
(泰山灵岩寺)

徐淮弧形构造东邻郯庐断裂带,徐树桐(1993)认为它是一个完整的半圆形潜山带,类似

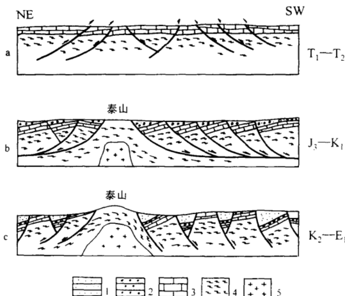


图 2—22 鲁西地区构造演化模式

1—老第三纪盆地沉积;2—晚侏罗世—早白垩世山前盆地沉积;3—古生界;4—新太古界泰山群片麻岩;5—中新生代花岗岩

于碰撞造山带的前陆冲断褶皱带，具有典型冲断推覆体特征，其形成与郯庐断裂左行平移时产生的向西运动分量有关。

2.5 胶东南地块地质构造特征及其演化

苏北—胶东南地区作为扬子地块与华北地块俯冲拼接带的一部分，一直受到人们的关注，但大多数侧重于榴辉岩带，超高压变质带的岩石、矿物、地球化学研究，对全区构造变形及演化特征的研究较少。本项目研究工作实施以来，在前人工作基础上，侧重于苏北—胶东南地区的构造变形特征研究，包括对拼接带范围的划分，榴辉岩分布的构造及变形特征，韧性剪切带展布及特征，五莲-即墨-牟平断裂特征进行了较全面研究，并对苏北-胶东南地块的构造演化，提出了不同于前人的演化阶段和模式。

2.5.1 胶东南地块的划分

胶东南地块也称胶东南地体(包括苏北地区)，其边界目前大多数学者倾向于西界为郯庐断裂的昌邑-大店断裂，东南界为嘉山-响水断裂，北西界为五莲-荣成断裂(曹国权等1990)。我们在对比各方面资料的基础上，经综合分析认为，胶东南地块的北西边界应为五莲-即墨-牟平(桃村)断裂，其主要依据：

1. 榴辉岩带的分布特征

榴辉岩是超高压变质带(UHP)中的特征性岩石，综观本地区的榴辉岩的分布，明显以五莲-即墨-牟平断裂为界，仅出露于其东南侧，北西侧的胶北地区只有变质超铁镁质岩石，尚构不成榴辉岩(图 8—1)。

2. 沉积建造的差异

胶北与胶南的差异是明显的，而胶北与胶东(以即墨-桃村断裂为界，下同)的差异往往被人们所忽视。目前适用胶北、胶东地区的胶东群、荆山群、粉子山群老变质岩系均是在胶北建立的层型剖面，在即墨-牟平断裂以东的文登—威海地区难以对比。首先，胶东群仅在即墨-牟平断裂以西的胶北地区出露，而未在断裂以东的胶东地区出露[1]；其次荆山群按其层型剖面是一套高铝片岩，石墨岩系、片麻岩、透闪透辉岩等岩石组合(安郁宏，1990；张增奇，1990)，在胶东地区 1∶20 万区调中虽划出荆山组变质岩，但地层延续性差，多呈透镜状、弧岛状残留于岩体之中，不论是划出的禄格庄组(Pt_2l)，还是野头组(Pt_2y)与其层型剖面区(莱阳市荆山)相比，均有较多的斜长角闪岩[1]，这一特征与胶南地区胶南岩群的邱官庄组(Pt_1q)较接近；第三，粉子山群是一套含铁岩系变粒岩、高铝片岩、大理岩、含石墨岩系、透闪透辉岩并夹菱镁矿层的复杂岩石组合，含铁岩系是华北地块早前寒武系变质岩的重要层位，而胶东地区划出的粉子山群，缺失含铁岩系和菱镁矿层[1]，其岩石组合接近于胶南群。

因此，即墨-牟平断裂以东地区的早前寒武系变质岩很可能与胶南地区一致，而不属华北地块。

3. 构造线不一致

即墨-牟平断裂之西的胶北地区，其构造线与鲁西地块接近，呈近 EW 向或 NWW 向展布，而其东的胶东地区与胶南地区相似，以 NE 向为主。

---

[1] 山东区调队，1∶20 万威海、文登、海阳县、潮里幅区调报告(打印稿)，1991。

线理构造，在胶东地区的五莲-荣成断裂以南的滕家、靖海卫等与北侧的威海地区海头院、鲍家庄等地均比较接近，而整个胶东地区与苏北—胶南地区一起呈有规律的变化(图2—23)。

4. 前寒武系地层变质相之差异

即墨-牟平断裂以西的胶北地区存在近东西向的高温热变质带，核部具有麻粒岩相变质作用，而其东侧的胶东地区变质相带呈北东向展布，最高变质相为高角闪岩相，与胶南—苏北地区相似(图 2—24)。

5. 岩浆岩特征

即墨-牟平断裂以东的胶东地区，岩浆岩极为发育，与胶南地区相似，特别是该区存在文登、甲子山两个印支期正长、二长岩类超单元岩体，其 K-Ar 法和全岩 Rb-Sr 等时线年龄分别为 237 Ma 和 220 Ma±5 Ma[1]，显示出其印支期构造-岩浆活动带的特征。

6. 金矿床分布差异

即墨-牟平断裂以西的招掖地区金矿极为丰富，勘称中国黄金胜地，而其东的胶东地区，近年来在牟平—文登一带，金矿虽有所发现，但其规模远远不能与招掖地区相比。有趣的是，牟平—文登地区与胶南的五莲—莒南地区的金矿成矿地质条件、分布规律比较类似。

由于即墨-牟平断裂以东的胶东地区与华北地块的胶北地区有上述多方面的差异，而与胶南地区又有许多相似之处，因此扬子与华北两地块的分界应是五莲-即墨-牟平(桃村)断裂。

2.5.2　苏北—胶东南地区韧性变形特征简述

苏北—胶东南地区作为华北地块与扬子地块的俯冲拼接带，构造变形是非常强烈的。

1. 榴辉岩分布及其变形特征

榴辉岩作为地块拼接带内特征岩石，在苏北—胶东南地区具有断续成带分布的特点，综观苏北—胶南—胶东地区，榴辉岩的分布大体分成两个密集带，北带自临沭，经莒南、诸城崔家庄、胶南月季山等，至威海；南带自东海、经日照梭罗树、青岛仰口、乳山海阳所至荣成滕家、靖海卫一带。两带呈大致平行延伸约 400 km(图 8—1)。

榴辉岩的产出具有如下特征：

1) 榴辉岩产出形态有透镜状(莒南张家沟、荣成靖海卫等)、不规则囊状或团块状(如日照梭罗树、东海孟中等)、层状或似层状(威海海头院、荣成滕家等)、以及条带状或不规则钩状等(莒南张家沟、东海青龙山等)，而且往往同一地区有多种产出形态。复杂的产出形态显示出榴辉岩形成条件的复杂性，特别是它的产出与构造变形的密切关系(图版Ⅵ—6、7，图2—25、2—26、2—27)。

2) 榴辉岩产出的围岩(直接围岩)比较多样，可概括为四类：即片麻岩或云母石英片岩类(如莒南张家沟、诸城崔家庄)、绿帘石变粒岩或斜长角闪岩类(如东海孟中、青龙山、荣成靖海卫等)、超基性岩或蛇纹岩类(如日照梭罗树、青岛仰口等)以及大理岩(莒南岫务、荣成滕家等)(图 2—25、2—26、2—27，图版Ⅵ—6)。

3) 榴辉岩及其围岩均具有明显的韧性剪切变形，面理、线理发育，a 型、ab 型褶皱多见(图 2—28，表 2—2 及图版Ⅵ—6)。

[1] 山东区调队，1：20 万威海、文登、海阳县、潮里幅区调报告(打印稿)，1991。

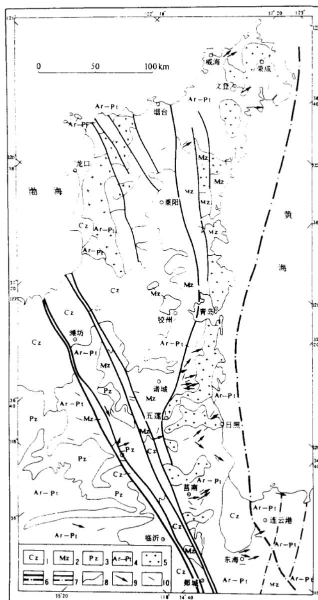


图 2—23 苏北—胶东南地区变形线理及褶皱轴面投影

1—新生界；2—中生界；3—古生界；4—太古—元古宇；5—花岗岩类；6—主干断裂；7——般断裂；8—地质界线；9—a 线理；10—褶皱走向

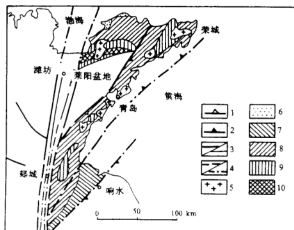


图 2—24　苏鲁地区前寒武纪岩层变质相系分布略图

（据曹国权、亓润章❶ 资料编制）

1—地块边界断裂；2—逆冲断裂；3—主干/一般断裂；4—推测/遥感解译断裂；5—花岗岩；6—低绿片岩相；7—高绿片岩相；8—低角闪岩相；9—高角闪岩相；10—麻粒岩相

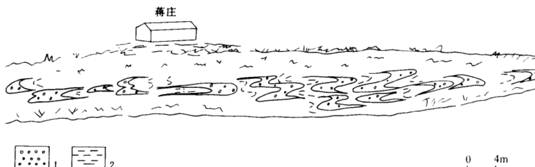


图 2—25　榴辉岩呈不规则无根钩状产出

（东海孟中）

1—榴辉岩；2—片麻岩等

❶ 亓润章等，山东山相家-郝官庄断裂带金的地质成矿条件及找矿方向研究，1991（研究报告）。

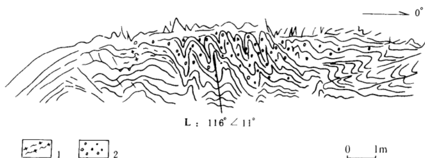


图 2—26　榴辉岩呈似层状、条带状产于片麻岩中，并与围岩同步褶皱

（莒南张家沟）

1—片麻岩；2—榴辉岩

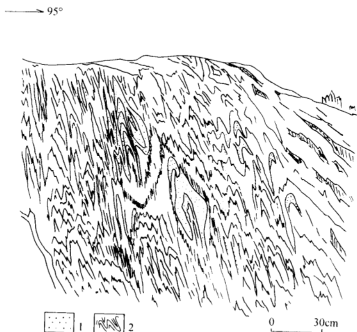


图 2—27　榴辉岩呈不规则透镜状、钩状产于绿帘石变粒岩中

（东海青龙山）

1—榴辉岩；2—绿帘石变粒岩等

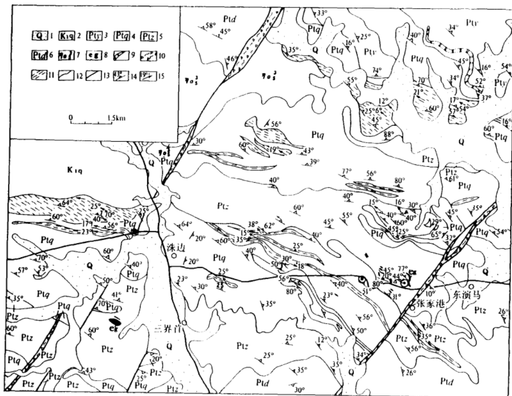


图 2—28 莒南洙边—张家沟一带榴辉岩及韧性剪切带分布图

（据山东区调队修编）

1—第四系；2—白垩系青山组；3—元古宇于家岭组；4—元古宇邱官庄组；5—元古宇甄家沟组；6—元古宇大山沟组；7—燕山晚期石英二长岩；8—榴辉岩；9—大理岩；10—碎裂岩带；11—韧性剪切带；12—地质界线；13—断层；14—面理产状；15 线理产状

4）单个榴辉岩一般规模都不大，以数米至十数米为多，少数较大者可达数十米至一二百米。个体、成群出现的特点反映其成生条件的复杂性及强烈变形的特点（图 2—29）。

5）榴辉岩产出部位不仅围岩韧性变形强烈，而且榴辉岩本身大多呈糜棱状结构，石榴子石集合体都呈眼球状分布于其他呈定向排列的矿物之间（图版Ⅶ—4）。

6）榴辉岩的时代，目前比较一致的是 210～230 Ma，代表了俯冲拼接阶段变形变质历史。而一部分较老的数据（700～800 Ma 及 1500～1700 Ma）代表了原始物质时代（详见第九章年代学部分）。

2. 韧性剪切变形带

苏北-胶东南地块中，韧性剪切变形是最主要的变形形式，据目前研究结果，存在数十条变形强度、变形层次各异的韧性剪切带。其中规模较大的韧性剪切变形带列于表 2—3。

表 2—2　苏北—胶东南地区榴辉岩产出部分构造要素一览表

序号	点号	位　置	面　理	线　理	褶皱轴面	褶皱枢扭	围　岩	时代/Ma
1	93401	东海青龙山	16°/SE61°	12°∠49°	16°/SE61°	16°∠0°	片麻岩	199～216
2	93402	青龙山西坡	35°/SE65°	170°∠40°	35°/SE65°	205°∠25°	片麻岩、角闪岩	199～216
3	93406	东海孟中	40°/SE35°	120°∠35°	近水平	275°∠0°	黑云变粒岩 角闪岩	210、326
4	93415	莒南岫务东	328°/SW80°	155°∠25°	305°/NE65°	155°∠25°	大理岩	—
5	93421	莒南张家沟	291°/NE80°	125°∠25°	328°/SW80°	110°∠21°	片麻岩	—
6	93423	莒南刘上砚柱	135°/NE50°	115°∠45°	135°/NE80°	145°∠66°	片麻岩	—
7	93417	日照梭罗树	332°/SW36°	170°∠22°	345°/SW65°	173°∠25°	超基性岩	208～221
8	93453	诸城崔家庄	286°/NE56°	124°∠47°	—	115°∠23°	长石糜棱岩	—
9	—	青岛仰口	310°/NE50°	100°∠45°	—	310°∠55°	超基性岩	202
10	91037	威海鲍家庄牛鼻嘴	5°/SE45°	110°∠48°	0°～10°/ E38°～43°	140°∠30°	片麻岩	—
11	91039	威海海头院	20°/E60°	55°∠10°	25°/SE80°	30°∠0°	透闪石岩、大理岩、 角闪片麻岩	—
12	91041	荣成羊角山	315°/NE80°	—	—	—	大理岩	—
13	91042	荣成滕家	25°/SE65°	130°∠42°	—	—	片麻岩	232
14	91043	荣成大疃东	30°/SE62°	140°∠62°	35°/SE62°	—	橄榄岩、片麻岩	—
15	91045	荣成靖海卫	310°/SW76°	125°∠35°	310°/近直立	130°∠40°	橄辉岩、透闪石 岩、片麻岩	—

苏北—胶东南地区韧性剪切变形带具有如下重要特征：

1）展布方向上，绝上多数为北东走向，少数为近南北、北北西或北西西(图 2—30)。

2）韧性剪节带线理产状以 SEE 至近 EW 为主，少量北东东或南东，反映出变形相对运动的规律性(图 13—4，表 2—3)。

3）韧性变形层次主要为角闪岩相和高绿片岩相。

4）韧性变形发育的部位及其岩石有胶南群变质岩系、荆山群(与胶北有差别)变质岩，新元古代浅色至暗色花岗闪长岩、花岗闪长质片麻岩以及印支期超基性岩、榴辉岩等。

5）运动学特征研究表明，大多数韧性剪切带变形时其上层相对下层向南东或向东运动，少数(主要在胶东西北邻近即墨—牟平中北段地区)表现为上层向西的运动。

表 2—3 苏北—胶东南地区韧性剪切带特征一览表

序号	名称	位置	长/km	宽/km	走向	发育的岩层(围岩)	糜棱岩类型	运动学特征	与榴辉岩的关系	变形时代
1	李家沟-东书院韧性剪切带	莒南县相沟—李家沟—书院—砚柱一带	20	1～3	NWW—SEE（近EW向）	邱官庄组，大山沟组变质岩	糜棱岩化角闪变粒岩，条痕状糜棱岩，白云母石榴石糜棱岩	面理平缓，线理100°∠20°，极明显上层向SEE剪切	共生、局部榴辉岩已变形	印支期（246 Ma）
2	郑家沟-李家前韧性剪切带	诸城县石河头、吉利水库一带	30	＞2 km	NE	邱官庄组变质岩	眼球状糜棱岩，长英质糜棱岩		无榴辉岩出露	
3	大岳峙-炭井韧性剪切带（韧脆性）	诸城县大岳峙—小官庄—炭井一带	＞40	1～2	NE60°	于家岭组变质岩		面理倾向NW，中等倾角，线理NNE侧伏，上层向N运动		130 Ma
4	钟家-韩家中村韧性剪切带	栖霞县桃村以东—崖子一带	12.5	7.5	330°	荆山群野头组变质岩及其与岩体接触带等附近	眼球状糜棱岩，斑纹状糜棱岩	面理平缓，向SW倾为主，∠0°～35°，线理明显平均285°∠10°，上层自东向西运动	无榴辉岩	
5	曲里-老由韧性剪切带	乳山县崖子之东	13	2.5	0°～15°	昆俞山超单元鹊山单元片麻状中细粒二长花岗岩（新元古代）	眼球状糜棱岩，斑纹状糜棱岩	倾角平缓，小于20°，线理280°∠5°～10°，上层向西运动	无榴辉岩	

续表

序号	名　称	位置	长/km	宽/km	走向	发育的岩层(围岩)	糜棱岩类型	运动学特征	与榴辉岩的关系	变形时代
6	于家圈韧性剪切带	乳山县之西于家圈至乳山寨一带	7	5	EW向	昆俞山超单元鹊山单元片麻状中细粒二长花岗岩(新元古代)	眼球状糜棱岩，斑纹状糜棱岩	面理倾向N—NNE,倾角20°,上层向西运动		
7	龙王家-潘家口韧性剪切带	威海县于龙王家—潘家口一线	20	2.5	25°	荆山群野头组变质岩	糜棱岩化斜长角闪岩,糜棱岩状榴辉岩	面理平缓,线理产状100°∠10°～20°,上层向东运动	剪切带中有榴辉岩	213 Ma
8	西南海-东钱家韧性剪切带	荣成县东南角沿海的西南海至东钱家一带	10	2	30°	新元古代荣成超单元滕家单元花岗闪长质片麻岩	花岗闪长质糜棱岩	面理倾向SE,倾角>60°,线理160°～180°∠40°～50°,平移左行	—	
9	八甲-邱家韧性剪切带	荣成县滕家至黄山一带	25	3	35°	新元古代荣成超单元上庄单元二长花岗质片麻岩	花岗质糜棱岩，石英长石质糜棱岩	面理倾向NE,倾角40°～70°,线理120°∠10°	—	
10	崂山屯-常家庄韧性剪切带	荣成县斥山集一带	14	2.5	25°	新元古代荣成超单元滕家单元花岗闪长质片麻岩	花岗闪长质糜棱岩	面理倾向NE,倾角约50°,线理70°∠56°,上层向西运动(?)	—	

11	邹山-侯家韧性剪切带	荣成荫子汉—文登高村及张家埠一带	30	1	40°(北)80°(南)	新元古代荣成超单元御驾山、滕家、大时家单元花岗闪长质(浅—暗色)片麻岩	变晶糜棱岩,白云石英糜棱片岩	面理倾向 SE→S ∠48°,线理 100°~110°∠35°~39°	—	
12	慈口观-南汤家韧性剪切带	文登县高村之西	14	<1	25°(北)→EW(南)	新元古代荣成超单元御驾山单元浅色花岗闪长质片麻岩	变晶糜棱岩,白云石英糜棱片岩	面理向 SE 倾为主,线理 EW,左行平移(上层向 E 运动)	—	
13	海阳所韧性剪切带	乳山县海阳所		3.5	近 EW 向	荆山群变质岩	长英质糜棱岩,糜棱片麻岩,糜棱状榴辉岩	面理近 EW 走向,倾向北,线理 327°∠20°~40°,右行推覆(上层向 E)	与超铁镁质岩石榴辉岩共生	208 Ma(印支期)
14	岗山头-日照-胶南带	岗山头—胶南	>50	—	35°	胶南群变质岩	长英质糜棱岩	—	—	
15	临沭带	临沭县	15~20	—	近 EW 向	胶南群变质岩	长英质糜棱岩	—	有榴辉岩	
16	街头-黄墩带	五莲县街头至黄墩一带	15~20	—	35°	胶南群变质岩	长英质糜棱岩	—	—	
17	王村带	即墨县王村一带	15	—	45°	变质岩	长英质糜棱岩	—	—	

据亓润章(1~3),山东区调队(4~14)有关资料改编,补充本项研究成果。

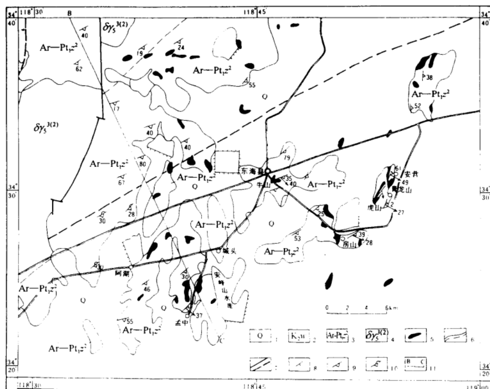


图 2—29　江苏东海地区榴辉岩分布图

1—第四系；2—上白垩统王氏组；3—东海群变质岩；4—燕山晚期花岗闪长岩；5—榴辉岩；6—地质界线；
7—断裂；8—地层产状；9—片理(片麻理)产状；10—倒转片麻理产状；11—剖面位置

6）韧性变形糜棱岩类型，主要有长英质糜棱岩、花岗质糜棱岩、花岗闪长质糜棱岩、白云母石英糜棱片岩、石英长石质糜棱岩、斜长角闪质糜棱岩及糜棱状榴辉岩等。

7）区内韧性变形发生的时代大多数为印支期(表 2—3 及年代学部分)。

2.5.3　五莲-即墨-牟平(桃村)断裂带综述

五莲-即墨-牟平断裂带以其规模宏伟、遥感影像醒目、重力异常突出为特点，它不仅是胶东南地体的北界，而且是华北地块与扬子地块的分界断裂，对我国东部大地构造格局具有重要的意义。它具有大规模的构造破碎带和挤压透镜体带、挤压片理带及断裂角砾岩、断层泥带，并有脉岩的侵位，是一条发育在苏北-胶东南俯冲拼接带的韧性变形基础上的大型脆性断裂带。

1.断裂带的展布及其划分

五莲-即墨-牟平断裂带西起郯庐断裂带东缘的临沭，经五莲、郝官庄、石门、桃园、山相家，过胶州湾，沿即墨、郭城、桃村至牟平，并向北东进入渤海，全长约 400 余 km。依据遥感图

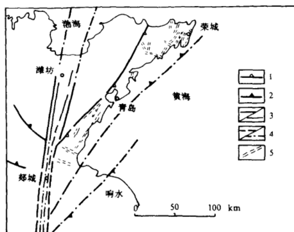


图 2—30 苏北—胶东南地区韧性剪切带分布图

1—地块边界断裂；2—逆冲断裂；3—主干/一般断裂；4—推测/遥感解译断裂；5—韧性剪切带

像解释，结合地表构造形迹及地球物理资料，该断裂可划分为西段、中段、东段三部分。

(1) 西段

自临沭以北至五莲桥子山，长约 80 余 km，断裂总体走向 35°～40°。其构造形迹时隐时现，穿越的地层主要为胶南群的变质岩及各种花岗质片麻岩，以岩石破碎和偶见断层角砾为特征，如五莲石场船舫一带，断层角砾岩带宽约 5 m，而大部分区段有中小不等的侵入岩贯入，使断裂带遭受破坏而不明显。总之西段以断裂带度较小，断裂角砾岩带或泥砾岩带规模较小，影像特征不甚明显为特征。

(2) 中段

自五莲桥子山花岗斑岩体南麓起，经郝戈庄、皇华店、桃园、胶南县王台北山相家、越胶州湾至即墨全长约 150 余 km。其总体走向 55°～60°，构造形迹极明显，以中生代紫红色莱阳组砂岩、砾岩与胶南群变质岩直接接触为特征。断层破碎带宽大，断层挤压片理、挤压透镜体、断层泥等均极为发育。

(3) 东段

从即墨经郭城、桃村至牟平，向北东入渤海，全长 150 余 km，总体走向 NE40°～45°。东段构造形迹明显。断裂带由数条大致相互平行、近等间距的压扭性断裂组成，宽度达 40 km，主要有东陡山-桃村断裂，即墨-郭城断裂，店集-朱吴断裂，青岛-海阳-牟平断裂组成。断裂带内断层泥、碎裂岩、挤压片理及挤压透镜体发育。特别是沿断裂带东西两侧，地层建造、构造线展布、榴辉岩特征等方面的差异，显示了该断裂带的重要意义。

综观五莲-即墨-牟平断裂自南西向北东总体呈 NNE→NEE→NE 变化，似宽广的反“S”形，以该断裂为界，将鲁东地区划分为胶东南和胶北(或胶西北)两个特征不同的大地构造单元。

2. 断裂带产状

据野外观察并结合重力剖面以及地震剖面分析，该断裂带产状复杂，断面倾向多变，但

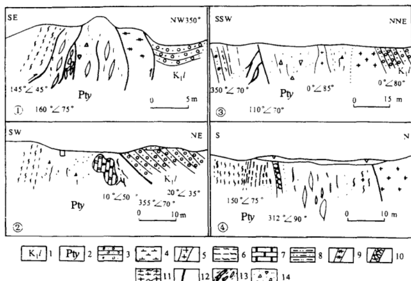


图 2—31 五莲-即墨-牟平断裂带中段典型剖面素描[1]

1—下白垩统莱阳组；2—元古宇于家岭组；3—砂砾岩；4—安山玢岩；5—花岗岩脉；6—黑云片麻岩类；7—大理岩；8—黑云变粒岩；9—伟晶岩；10—硅质脉；11—花岗片麻岩；12—断裂；13—挤压透镜体；14—碎裂岩 ①—皇华大岳峙剖面，中间为泥砾带及挤压透镜体；②—皇华四十里铺金异常点剖面，中间为矿化带；③—桃图小官庄剖面，中间为泥砾带；④—胶河李家阿乐剖面，中间为泥砾带及挤压透镜体

总体是在中段(五莲—即墨段)，浅部脆性断层面以向北西倾为主，深层次构造面为向南倾。

图 2—31 是该断裂中段几条典型剖面素描，从中可以看出：①脆性断层面清楚，两盘分别为莱阳组砂砾岩与胶南群变质岩；②脆性断裂面大多倾向于莱阳组一侧，倾角一般小于60°，构成断层泥砾岩带、破碎带的北界；③断层破碎带与胶南群老地层之间有明显的挤压特征，挤压带陡立，从挤压透镜体来看具有胶南群变质岩挤压逆冲的特点；④该断裂东段(即墨—牟平段)有多条平行断裂构成，虽各条断裂倾向不同，但都显示出早期左行压扭，晚期具正断的力学性质。

3. 断裂带结构及断层构造岩类型

五莲-即墨-牟平断裂中段一般都有数十米至一二百米宽的构造破碎带，沿剖面不同部位，构造变形和岩石破碎及构造岩类型是有差异的。如图 2—32，在上康家岭地区，沿剖面自北向南依次是：①莱阳组砾岩；②碎裂或混杂状砾岩；③构造透镜体带；④挤压破碎片理化泥砾岩带；⑤透镜体带；⑥碎裂岩带；⑦胶南群变质岩。沿断裂局部地段发育各种岩脉及角砾岩。从透镜体排列及泥砾岩中砾石的排列特征，显示北西盘正断下滑为主。整个断裂破碎带绿泥石化普遍发育，此外还有硅化及碳酸盐化。

[1] 亓润章，山东山相家-郝官庄断裂带金的地质成矿条件和找矿方向研究(专题报告)，1991。

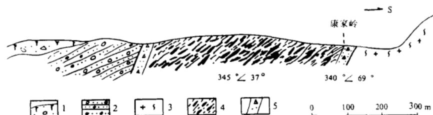


图 2—32　五莲-即墨-牟平断裂带中段康家岭剖面

1—第四系残坡积；2—莱阳组砂砾岩；3—花岗片麻岩；4—挤压透镜体及片理带；5—构造角砾岩

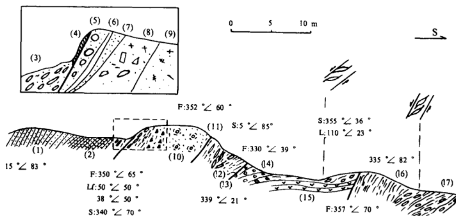


图 2—33　五莲-即墨-牟平断裂中段石门东北庄剖面

F—断裂；Lf—擦痕；S—面理；L—a 线理。(1)—砂岩；(2)—凝灰质粉砂岩；(3)—硅化透镜化粗安岩；(4)—石英质动力薄膜；(5)—磨砾岩；(6)—断层泥；(7)—碎粒岩；(8)—碎斑岩；(9)—长英质碎裂岩；(10)—强硅化超碎粒岩带；(11)—杆状糜棱岩；(12)—片状斜长角闪岩；(13)—断层角砾岩；(14)—眼球状糜棱岩；(15)—斜长角闪岩；(16)—韧脆性糜棱岩；(17)—眼球状糜棱岩

在桃园东茂才沟、西茂才沟等地发育强硅化超碎粒岩。在石门东北庄，该断裂剖面出露完整(图 2—33)。

从图 2—33 中可以看出：①白垩系砂岩等与片麻岩直接接触；②具近平行多条脆性断裂；③断裂擦痕斜向北东倾伏，指示右行正断活动；④硅化、强硅化超碎粒岩带发育；⑤韧脆性糜棱岩残斑也指示北侧向下的运动方式；⑥韧脆性糜棱岩、硅化碎粒岩、断层泥、硅化岩上的擦面擦痕等指示本断裂的多期次活动。

本断裂在中段局部表现出韧脆性变形，如诸城桃园国家官庄或炭井及石门东北庄附近。韧脆性变形发育于断裂带靠近胶南群变质岩一侧，面理产状 50°/NW54°，断裂总体产状 55°

～60°走向，韧性糜棱岩带宽约 300 m，剖面上 S-C 组构及微褶皱显示北西盘的莱阳组砂岩向下正断的运动特征(图 2—34，图版Ⅶ—8)。这种浅层次的韧脆性糜棱岩中绢云母矿物含量高，长石少，沿面理易剥性强，石英变形十分强烈(未有过热恢复变晶结构)等特点。是一种绿泥石片岩相的韧脆性变形，约成生于地壳 5～8 km 深处。

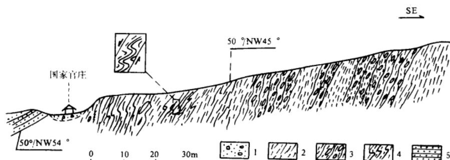


图 2—34 五莲-即墨-牟平断裂带中段国家官庄韧脆性变形剖面素描
1—千枚糜棱岩；2—眼球状糜棱岩；3—小揉皱；4—莱阳组砂岩

本断裂带东段断裂组成之一的东陡山-桃村断裂在安东村西侧公路边可见胶东群变质岩与莱阳组砂岩直接接触，断层总体走向 50°～60°，向北西陡倾斜，挤压带中构造透镜体斜列产状 70°/SE75°，莱阳组砂岩在接近断裂带处强烈揉皱(图 2—35)。

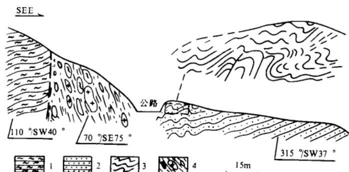


图 2—35 五莲-即墨-牟平断裂东段安东村剖面
1—胶东群片麻岩；2—莱阳组砂岩；3—揉皱；4—构造透镜体及片理化带

五莲-即墨-牟平断裂带东段峨山庄剖面可见挤压扁豆体和挤压片理、煌斑岩脉及长英质岩脉，并见胶东群片麻岩被改造成陡立岩层带(图 2—36)。

通过野外观察及室内鉴定，五莲-即墨-牟平断裂带的构造岩是一套脆性破碎为主的碎裂岩系列岩石，主要有碎裂花岗质岩石、碎裂片麻岩、碎裂砂岩、碎裂岩、断层泥砾岩、碎粒(碎粉)岩、构造角砾岩及断层泥，局部可见带有韧脆性的千枚糜棱岩和构造片岩。

4. 断裂带形成时代分析

莱阳组砂岩与胶南群变质岩直接接触，而且莱阳组底部砾岩中有含石炭纪蠖科化石和介形虫化石的灰岩砾石（郭振一，1985），说明胶东南地区曾有过晚古生代盖层，在早白垩世莱阳组沉积时，该地区虽为剥蚀区，但尚有局部晚古生代灰岩存在，并最后被完全剥蚀，搬运至莱阳盆地沉积保留于砾岩之中。

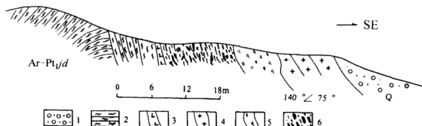


图 2—36　五莲-即墨-牟平断裂带东段峨山庄剖面

1—第四系砂土；2—胶东群黑云斜长片麻岩；3—煌斑岩；4—长英质岩脉；5—糜棱岩化长英质岩脉；6—挤压透镜体及挤压片理

莱阳组砂砾岩的强烈破碎和褶皱，反映了莱阳组沉积之后，断裂带仍有活动。一些韧脆性糜棱岩（诸城桃园炭井、国家官庄等地）虽然主要为胶南群变质岩成分发生变形，但很明显韧脆性变形晚于韧性变形面理，早期面理被牵引弯曲或被切割（图 2—37）。

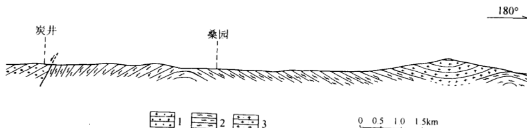


图 2—37　五莲-即墨-牟平断裂中段炭井—桑园剖面

1—莱阳组砂砾岩；2—斜长片麻岩；3—花岗片麻岩

康家岭断裂带附近的辉绿岩脉 K-Ar 年龄为 220.1 Ma，而强糜棱岩化蚀变角闪岩年龄（K-Ar 法）为 130.3 Ma。前者反映的是造山阶段侵位的辉绿岩，后者反映了在早白垩世五莲-即墨-牟平断裂作为山前脆性断裂起始阶段的韧脆性活动❶。

综上所述，对五莲-即墨-牟平断裂的活动历史可以作如下分析：在扬子地块与华北地块拼接过程中的印支期，本区作为两地块拼接带或许位于拼接带北界附近，或者在两地块的拼接带（大别-胶东南造山带）离边界有一定距离的内侧（曾有人认为真正的北界在胶北隆起的

❶ 亓润章，山东山相家-郝官庄断裂带金的地质成矿条件及找矿方向研究（报告），1991。

南缘[1]），当拼接造山到达一定阶段后，于早白垩世初，随着应力场的改变，沿五莲-即墨一带首先发生脆性为主的正断裂，形成莱阳盆地之后又发生多次正断裂和挤压，使莱阳盆地接受了巨厚沉积，并使莱阳组砂砾岩破碎和揉皱。至新生代，区域应力场改变为北西西—南东东向的挤压，五莲-即墨-牟平断裂力学性质再次发生变化，中段表现为明显的右行正断层特征，且郯庐带东侧整体抬升剥蚀，使其一部分相对较深层次的韧脆性变形糜棱岩出露地表，最后造成目前的构造、地貌特征。

2.5.4 胶东南地块剖面结构特征及构造演化

胶东南地块是华北、扬子两地块的拼接带的东段，与大别地块有许多相似的成生演化特征，但也有其特殊性。

1. 胶东南地块的剖面结构特征

（1）自北向南依次为：莱阳山前盆地、超高压变形变质带（含榴辉岩和长石糜棱岩）、蓝片岩相变形变质带、扬子地块盖层（图 2—38）。

（2）上述四个部分为三条深大断裂所分划：五莲-即墨-牟平断裂为莱阳盆地与超高压变形变质带的边界，赣榆断裂带为超高压变形变质带与蓝片岩相变形变质带的边界，嘉山-响水断裂为蓝片岩相变形变质带与扬子盖层的边界。其中五莲-即墨-牟平断裂也是扬子地块与华北地块现今的分界断裂。

（3）综合地学断面显示五莲-即墨-牟平断裂带中西段深部呈向南倾斜，并向深部逐渐趋于平缓，不同于该断裂地表及浅部脆性部分向北倾斜的特征。地学断面还显示了嘉山-响水断裂为向南倾的深部产状特征（图 2—39）（马杏垣等，1991）。

（4）同位素年龄资料表明，苏北—胶东南地区（包括相邻海域）的蓝片岩相变形变质岩和榴辉岩年龄大都在 200～250 Ma，而花岗岩类年龄集中于 98～150 Ma，表明印支期和燕山期为该地区两个重要地质演化时期。

（5）蓝片岩发育在整个拼合造山带的南侧，反映了拼合开始过程是扬子地块向华北地块俯冲。

2. 胶东南地块的演化

综合上述资料，并结合区域构造分析，对胶东南地块的成生演化作如下分析：

（1）地块俯冲拼合期（T_2—T_3）

早三叠世起，扬子地块开始向华北地块俯冲，形成俯冲带，此时作为两地块边界的断裂，五莲-即墨-牟平断裂倾向北西，为边界逆冲断裂，榴辉岩作为俯冲拼合过程中的高温高压变质带在约 100 km 深处形成（图 2—40a）。

（2）造山隆起阶段（J_{1-2}—J_3）

早侏罗世起，由于俯冲拼合使苏北-胶东南带地壳加厚，莫霍面下凹，但因重力均衡原理，本区开始造山隆起。至晚侏罗世，造山隆起达到高峰，深层次的榴辉岩带被抬升至浅部，由于造山隆起，两地块的边界断裂倾向开始发生变化，从俯冲时的向北西倾斜，倾角中等，至中浅部变陡开始并出现反向，倾向南东（图 2—40b，c）。

（3）盆山演化阶段（K_1—K_2）

早白垩世开始，太平洋构造动力机制逐渐取代了特提斯机制，中国东部地壳浅层处于大

[1] 瞿友兰，皖苏鲁高压变质带和碰撞构造研究的新进展，山东地质情报，1991，第 2～3 期。

图 2—38 诸城—响水地质构造剖面

1—新第三系；2—上白垩统；3—下白垩青山组；4—下白垩莱阳组；5—泥盆—二叠系；6—寒武—志留系；7—震旦系；8—中元古界；9—太古宇—古元古界；10—燕山期花岗岩类；11—印支期榴辉岩；12—元古宙斜长角闪岩；13—元古宙超基性岩；14—地块拼接带；15—主干断裂；16——般断裂；17—不整合；18—地质界线；19—岩石组构图示；20—同位素年龄(Ma)

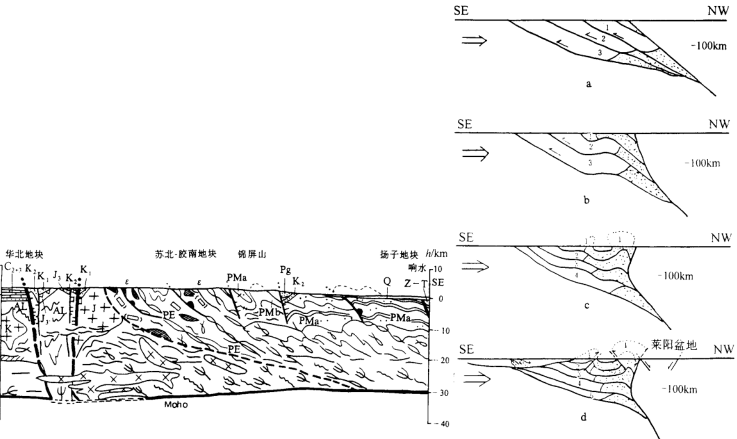


图 2—39　临沂—响水一带深部地学断面图

（据马杏垣，1991）

Q—第四系；Pg—第三系；K_2—上白垩统；K_1—下白垩统；K—白垩纪花岗岩；J_3—上侏罗统；C_{2+3}—中上石炭统；Z—T—震旦—三叠系；PMb—锦屏组；PMa—云台组；PE—东海群；AL—泰山杂岩；Moho—莫霍面

图 2—40　苏北-胶东南造山带构造演化模式

a—俯冲拼合阶段（T_2—T_3）；b—c—造山隆起阶段（J_{1-2}—J_3）；d—盆山演化阶段（K_1—K_2）

范围拉张阶段，岩浆上涌，火山喷发强烈。此时期，苏北-胶东南造山带开始了伸展造山和盆地演化阶段，莱阳盆地形成，起初仅是陆相沉积，剥蚀区尚残留有扬子地块盖层(晚古生代含蠖和有孔虫灰岩)，之后随着大规模火山喷发的发生，盆地内沉积了巨厚的火山岩及火山碎屑岩。晚白垩世，盆地继续发展，沉积陆相碎屑岩。该阶段，五莲-即墨-牟平断裂中西段，在韧性变形的地块边界断裂基础上又发生了脆性(少数韧脆性)断裂，表现为向北西倾斜的正断活动，具与盆地同生的特征(图 2—40)。

(4) 挽近阶段(E—Q)

新生代以来，苏北—胶东南地区在太平洋机制北西西—南东东向挤压应力场作用下，作整体缓慢的隆升，并遭受剥蚀，演化至目前的状态。

第三章　郯庐断裂带遥感地质特征

遥感图像是地质演化历史中多期地质作用的综合反映，在遥感图像中线性构造的识别具有特别重要的实践意义。线性构造图像是已历经的一系列地质作用叠加、相互作用的结果，因此线性构造的形成与地质体的动力学过程紧密相关。本章将应用遥感图像来识别郯庐断裂带及其邻区线性构造空间展布、力学性质、组合特征和复合关系，进而研究郯庐断裂带各个时期的活动方式及其演变的历史。

3.1　遥感图像数据处理和线性构造解译

3.1.1　遥感图像数据处理

图像处理的目的，在于提高图像的地面分辨率，充分发挥光谱分辨率的潜在能力，增强图像结构信息，避免亮度值的均一化，从而提高图像目视分辨能力，获得目标信息的增强与提取效果。

子区图像选择的原则是揭示郯庐断裂带在临沂-嘉山段(第四系覆盖区)的地质构造形迹及显示郯庐断裂带与两侧相邻地块内线性构造的关系。

全区共选择16个子区，即基岩裸露区4个子区(1024×1024，2∶2采样)：山东莱芜子区、山东沂水子区、山东沂水马站子区、山东莒南大店子区；覆盖区12个子区(1024～1024，2∶2采样)：山东临沂汤河子区、山东郯城李庄子区、山东郯城子区、江苏新沂子区、江苏晓店子区、江苏古邳子区、江苏泗洪子区、江苏新宿子区、江苏睢宁子区、安徽古沛子区、安徽花园湖子区。

子区图像增强处理的方法：彩色坐标变换、比值法、主分量分析、拉普拉斯算子、梯度法。

3.1.2　线性构造解译

线性构造图像识别的标志有“形”与“色”两种。

色调标志：主要在松散沉积物覆盖地区不同色调的界面线，该界面可能是由于界面线两侧的自然景观截然不同；或由于界面线两侧的土壤的矿物成分和化学成分，土壤的结构和含水量等的差异或界面线是因两侧地势高低不一致，而出现的土壤与植被的差异形成的，无疑上述现象所引起的不同色调界面线是隐状构造的一种反映。松散沉积物覆盖区的直线状色线，可以是长而平直的河谷或峡谷，河流拐点的联线、串珠状湖泊或泉水的串联线等特殊水文标志构成，显示为较新的断裂构造形迹，有些色线是由于第四系沉积物或土壤成分、结构、含水量以及植被类型和它们发育程度与背景地物之间显著差异而形成的，这一类色线一般代表老的隐伏构造的信息。

形态标志：以山区为主，表现形式有各种地质体或地物的位错线、水文、地貌的特征线。

3.2　郯庐断裂带空间展布特征

郯庐断裂带南起湖北广济，经安徽大别山东麓、苏北、山东沂水沭河流域过渤海，进入辽宁省、吉林省，至中俄边境，总长 2420 km，总体走向 25°～40°。断裂带平面形态大致呈鱼骨状（图 3—1，郯庐断裂带遥感解译图，插页）。南、北两段走向略有变化，南段走向由北北东转为北东，北段断裂呈帚状向北东撒开。

郯庐断裂带在遥感图像上（封底），显示为条带状、直线状深、浅色块分界面；或是细、长直线状深、浅色线。线性构造十分醒目，可见线性构造切割了不同块体，又分别被北西向、北东东向次一级线性构造所切错。郯庐断裂带以其特殊的地貌特征及地质景观反映了它是一条中国东部重要的走滑断裂带。

郯庐断裂带具有自南向北分段递进生长迁移的特点，以新沂环形构造结和渤海环形构造结把郯庐带分成三段。这三段的走向、内部组合结构和连续性均有其独特的几何特征。南段在组合结构上，几何形态上比中段及北段简单。断裂带宽度，南段最窄仅数公里，中段、北段逐渐变宽。断裂带活动强度以中段强烈，向两端减弱。断裂带控制了火山喷发的时间，由南向北逐渐变新，新生代火山活动渐为强烈。断裂带走滑活动时间，南段为晚三叠世—早、中侏罗世；中段、北段为晚侏罗世—早白垩世，或更新时期。自南而北分段的几何学特点如下所述。

3.2.1　南段

位于北纬 30°～34°，长约 550 km，总体走向北东 30°～40°，平均宽度 20 km，南部最窄处仅数公里，自北向南宽度逐渐变窄。新沂—嘉山段，断裂带基本上隐伏于淮北平原及江淮丘陵区，断裂带在第四系覆盖区踪迹不清，经图像增强处理后，提取了隐伏区线性构造信息，从而准确地确定了断裂带具体位置。

新沂—五河一带郯庐断裂带由四条主干断裂组成，与中段四条主干断裂走向基本一致，由东向西称为 F_1、F_2、F_3、F_4。

F_1 断裂由桃林岩体西界经宿迁市东侧、泗洪县城至汝山湖、岱山。经钻孔揭示，断裂东侧为前寒武系地层，西侧为中生界白垩系。

F_2 断裂自新沂、晓店，切泗洪重岗山，过淮河至嘉山。断裂在上述地区均显示强烈压扭特征。地貌上形成深切的沟谷。

F_3 断裂由城岗过骆马湖，经赤山、五河，切紫阳大巩山南延至花园湖东。该断裂在五河紫阳一带新太古界五河群与白垩系直接接触，在花园湖东形成长条形北北东向谷地。

F_4 断裂自宿迁皂河镇、睢宁、高作东、泗县，切东西向狼巢山至定远西，经钻孔揭示西侧为前寒武系徐淮群，东侧为白垩系。

F_1 至 F_4 断裂在骆马湖以北，郯城和新沂间被多条北西向断裂切错，并多作左行扭动，使四条主干断裂在新沂南整体向东移约 20 km（图 3—2）。

F_1 断裂自岱山南延，沿张八岭西缘发育，经张八岭后断裂呈弧形向西南延伸，经肥东桥头集，过巢湖，切大别山东麓至湖北广济。张八岭一带断裂东侧是由中元古界张八岭群和古元古界肥东群组成的狭长透镜状隆起带，呈斜列式展布。西侧为中、新生界盆地，地貌特征明显。线性构造在大别山东麓显示为深切山麓的山前断裂，断裂两侧地势高、低差异很大。

新沂—五河段四条主干断裂组成二堑一垒的结构型式，影像上显示中间为浅色条块，两侧为深色条块，带宽 25 km。突出的地貌景观是在淮北平原上发育一系列北北东向长条状垄岗地形。该带向南地垒逐渐尖灭，两侧地堑合为一体，钻孔揭示及航磁资料分析上述分析基本相吻合。向南过巢湖仅剩 F_1 断裂。

3.2.2 中段

位于北纬 34°～38°，长 320 km，总体走向北北东 10°～25°，是郯庐断裂带反映最完美、最特征的地段。四条主干断裂组成断裂带主体，自东向西为昌邑-大店断裂（F_1）、安丘-莒县断裂（F_2）、沂水-汤头断裂（F_3）、鄌郚-葛沟断裂（F_4）构成二堑一垒的构造组合形式（封底）。南部临沂附近四条主干断裂略有收敛，北部潍坊附近四条主干断裂撒开。遥感图像上显示地垒由太古宇至古生界地层组成的透镜体呈浅色条块（蓝白色），在地垒中可见到大量的构造断片，地垒宽度变化较大，北部潍坊一带宽 32 km，至临沂附近变窄，宽度仅有 2 km，两地堑内主要是白垩系王氏组、青山组地层为主，个别地段可见老第三系砂砾岩，老第三系玄武岩及古生界地层的断片。图像上，两堑呈深蓝色的条带，在北部鄌郚、安丘以北两堑宽度变窄。鄌郚、安丘以南地段两堑宽度变化不大，一般在 11 km 左右。

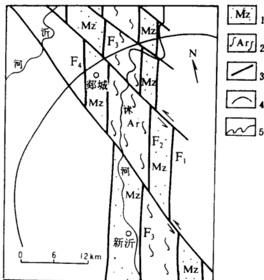


图 3—2 郯庐断裂带新沂段组构

1—中生界盆地；2—太古宇隆起；3—断裂；4—环形构造；5—河流

F_1 断裂在该段走向北北东 25°，向西倾，倾角 60°，是鲁西地块与鲁东地块分界线。该断裂由多条次级断裂组成。在安丘、莒南-临沭一带断裂东侧为胶南群和粉子山群，西侧为白垩系地层。图像上，断裂带胶南群呈淡白色、粉子山群呈蓝白色和深蓝色白垩系色块之间的分界线，两侧地块在水系形态、纹理结构方面均有明显差异。次级断裂大部分发育于白垩系地层内部，虽色调一致，但线性影像仍较清晰、如贾悦一带即是。

F_2 断裂，该段走向北北东 20°，向东倾，为地垒与地堑的分界线，色调上断裂两侧差异较大，特别在莒县—孟疃一线可见有一滑脱构造系被 F_2 断裂所切。

F_3 断裂，走向北北东 18°，断裂东侧是元古宙二长花岗岩或太古宇沂水群地层，西侧是白垩系地层，沿断裂分布有寒武—奥陶系地层组成的构造断片。

F_4 断裂，走向北北东 10°～15°，向东倾，断裂东侧是以蓝—深蓝色白垩系地层组成的深色条块，西侧是白—蓝色调的元古宙二长花岗岩或不均一蓝色调的古生界地层组成，断裂两侧色调差异悬殊，线形接触关系醒目。

综上所述，该段四条主干断裂结构复杂，通常每条主干断裂均由数条低级别断裂束组成，每条断裂不同地段活动时间、方式、性质也各有不同，有阶梯状正断层，有叠瓦状逆冲断层，有雁列式断裂等。每条断裂宽度均可达数公里。

3.2.3 北段

位于北纬 38°，长 1150 km，总体走向北北东 18°～35°。断裂带由多条主干断裂组成，沈阳以南仍由四条主干断裂组成。沈阳以北断裂带开始分叉，变为八条主干断裂。自东向西为依兰-伊通断裂(F_1)、尚志-鹤岗断裂(F_2)、沈阳-铁岭断裂(F_3)、榆树-阿城断裂(F_4)、开原-长春断裂(F_5)、伊春-哈尔滨断裂(F_6)、青岗-海伦断裂(F_7)、扶余-北安断裂(F_8)，平面形态上呈帚状。断裂宽度变化较大，南段数十公里，北段可达数百公里。断裂带西段伊春-哈尔滨断裂(F_6)东盘为晚古生代花岗岩和中生界地层组成的隆起区，西盘为松辽新生代沉积坳陷，F_6 断裂控制了晚古生代和新生代沉积的展布，是松辽坳陷与东部山区的分界断裂。在 F_6 断裂之西还有两条主干断裂，F_8 断裂控制了新生代第四纪玄武岩喷发，F_7、F_8 断裂在影像图上大部分地区线性构造显示直线状河谷。北段的分析与航磁资料分析基本相吻合。

3.2.4 分段环形构造"结"的组合形式

(1) 在图像上新沂环形构造边界十分清晰，为弧形水系与环形隆起边缘的吻接延伸，该环直径约 60 km。环形构造内外色彩、纹理均有明显差异。郯庐断裂带纵贯其间，基本以 F_1 主干断裂为轴把环分成东西两个半环，东半环主要是胶南群和桃林中酸性岩体构成的半圆形丘陵岗地，图像上呈黄绿杂色，环状纹理；西半环处于第四系覆盖区，图像上呈浅黄红色，斑点状，环状纹理。环外以深黄红色调为主。环形构造在图像信息上未见错切中生界地层及四条主干断裂的迹象，新沂环被一条北西向断裂穿过，未错切环形构造而错切了四条主干断裂。新沂环内地震活动集中。新沂环形构造结是中、南两段构造分段结点，环形构造南北两段的活动时间、活动方式、活动强度均有所差异。新沂环形构造结可能形成于侏罗纪末期(图 3—3)。

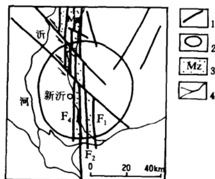


图 3—3 新沂环形构造"结"的组合形式
1—断裂；2—环形构造；3—中生界；4—河流

(2) 渤海环形构造结

渤海环形构造是断裂带中段与北段的分段构造结，环形构造南北两侧活动时期、活动方式、活动强度均有差异，北段活动时期晚于中段，渤海环形构造在地貌上是一个负地形，图像上显示西界是半环状海岸线，东半环在海内，但环形信息还较清楚。渤海环内构造极其复杂，据海洋地球物理资料分析，中段四条主干断裂由潍坊入海穿渤海到辽东还是四条主干断裂"登陆"，它们又被多条次一级北西向、北东东向断裂切错，使断裂带结构更为复杂。渤海环形构造"结"内地震、海啸频繁。据石油钻孔资料揭示渤海环形构造内主要是老第三系地层，渤海环形构造可能形成于老第三纪。

3.3 郯庐断裂带两侧构造特征

3.3.1 郯庐断裂带东侧构造特征

(1) 郯庐断裂带东侧北东向构造带

北北东向郯庐断裂带在东侧发育一系列北东向构造带，自南而北依次为泗洪-响水断裂

带、五莲-荣城断裂带、敦化-密山断裂带及伊兰-伊通断裂带等。这些断裂带一致向北北东向主干断裂带收敛构成入字型构造型式，反映郯庐断裂带东侧向北运动的方式。同时这些北东向断裂带连同所夹持地块的变形构造表现早期具有自南而北逆冲、推覆，晚期左行剪切的特点，由此导致郯庐断裂带东侧近南北向地壳的缩短，进而吸收走滑平移量。

泗洪-响水断裂：位于江苏泗洪、响水一带，总体走向北东45°，全长230 km。该断裂是一条隐伏在黄泛平原上的断裂，断裂线形纹理结构较明显，特别在黄泛平原上以醒目的浅色调反映出来。该断裂明显与郯庐断裂带斜交。断裂北盘有零星海洲群构造的残丘平原，南盘是第四纪沉积平原。它的形迹与物探资料相吻。

五莲-荣城断裂：位于山东莒县大店经五莲、即墨、到牟平入海。总体走向北东45°，自山东莒县—五莲走向北东25°，五莲—即墨走向北东45°～50°，即墨—牟平走向北东35°，呈折线状，向南或南东倾，全长330 km。在山东莒县大店五莲-荣城断裂向郯庐断裂带F_1主干断裂收敛，呈入字型。在航磁图，重力图上均有相同显示（图3—4）。断裂东南盘，在图像上均呈蓝白色调的低山丘陵，它是与五莲-荣城断裂走向基本一致的由胶南群或胶东群组成的韧性剪切带或低角度推覆构造带，发育北西西—南东东向拉伸线理。在莒南一带由胶南群组成的复式向斜、复式背斜，它们的轴向也为北西西—南东东向。在胶南地区还有一系列燕山晚期中酸性岩体，自南向北有山东莒南大山岩体、山东五莲石场岩体、山东海阳岩体，它们一般为长轴状岩基，长轴方向也为北西西—南东东向，并呈雁列式排列。断裂西北盘中生代拉伸盆地，在图像上呈黄绿色，盆地内沉积了晚侏罗—白垩系地层。五莲-荣城断裂与F_1主干断裂会合部位有一系列燕山晚期小型中性偏碱性侵入岩、喷出岩组成的杂岩体。综上所述，五莲-荣城构造带及相伴的超高压变质带形成于晚三叠世华北与华南地块拼合期，于晚侏罗世—早白垩世火山喷发、胶南造山作用相伴，该构造带发生反转，形成现今向南东陡倾的五莲-荣城断裂带。

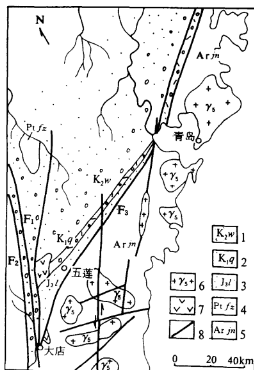


图3—4 五莲-荣城断裂几何特征

1—晚白垩王氏组（K_2w）；2—早白垩青山组（K_1q）；3—上侏罗莱阳组；4—元古宇粉子山群；5—太古宇胶南群；6—燕山花岗岩；7—白垩纪火山岩盆地；8—断裂

敦化-密山断裂：位于辽宁沈

阳经吉林到黑龙江乌苏里江边。总体走向北东 50°，走向变化较大，西南段走向北东东 70°～北东 50°，东北段走向北东 35°，呈折线状展布，全长 900 km。由两条平行的高角度逆断裂组成。北段控制了新生代第四纪玄武岩分布。在桦甸附近可见敦化-密山断裂错切华北地块北缘开原-赤峰断裂，北盘向南位移，位移量约 100 km（图 3—5）。敦化-密山断裂在辽宁清源与郯庐断裂带尚志-鹤岗主干断裂斜交（图 3—6）。综上所述，在早白垩世敦化-密山断裂有一次较强的左行扭动。

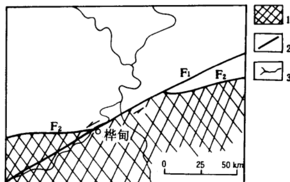


图 3—5　敦化-密山断裂桦甸段平面分布图

1—华北地块；2—断裂；3—河流；F_1—敦化-密山断裂；F_2—开原-赤峰断裂

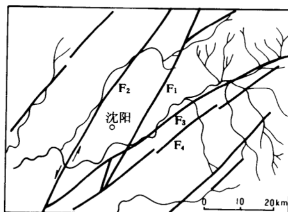


图 3—6　郯庐带沈阳段平面分布图

F_1—沈阳-铁岭断裂；F_2—尚志-鹤岗断裂；F_3、F_4—敦化-密山断裂

(2) 郯庐断裂带东侧弧形链状构造

位于洪泽湖以南，张八岭到长江两岸共有 5 条弧形链状构造（图 3—7）。

弧形链状构造的特征：①5 条弧形链状构造均由下古生界地层组成；②每条弧形链状构造一段有二/三个弧形构造组成；③一段弧向东南突出，两个弧的交点指向北西；④5 条弧形

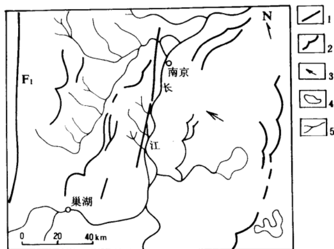


图 3—7 弧形链状构造几何形态

1—断裂;2—弧形链状构造;3—运动方向;4—湖泊;5—河流

链状构造呈斜列式排列;⑤弧形链状构造总体走向自西向东逐渐由北北东向向北东向过渡。

综上所述自晚三叠世以来除近南北向挤压力外,还有太平洋板块向北运动产生的北西向挤压分力,形成郯庐断裂带东侧地块逆时钟旋转。

3.3.2 郯庐断裂带西侧构造特征

(1)郯庐断裂带西侧弧形构造

郯庐断裂带西侧发育一系列向南凸出的弧形构造。自北向南有嫩江弧、鲁西弧和大别弧等。

嫩江弧形构造:位于嫩江以南,长春—四平以西,由一系列长条状湖泊组成的弧形束,图像上可见由数条红色与白色相间细长条带组成的弧形构造(图 3—8)。弧向南微突,向西撒开,向东略收敛,在三岔附近与郯庐断裂带伊春-哈尔滨主干断裂相接,该弧在新生代呈现张扭性,它可能是在白垩纪压扭性弧形构造基础上继续发育改造而形成。

鲁西弧形构造:位于山东省泰安—临沂一带。由一系列隆起、坳陷及呈叠瓦状排列的一系列早期向南逆冲推覆的铲形断裂,后期表现为拆离滑脱正断层所组成。影像特征明显,地貌形态、色调差异明显。弧向西撒开,向东收敛于郯庐断裂带郚部-葛沟主干断裂。弧形断裂由北向南包括了泰安-大王庄-孙祖-蔡庄断裂、新泰-垛庄断裂、泗水-汶上断裂等,该组弧形断裂均控制了南盘中、新生代沉积盆地及北盘太古—元古宇地层和部分古生界地层组成的隆起带展布,沿断裂有燕山晚期岩浆活动(图 3—9)。鲁西弧形构造形成于中生代早期。在印支末期,由于华北地块与华南地块拼接后,燕山早期郯庐带左行剪切,华北地块相对南向运动形成鲁西弧。

大别山弧形构造:位于安徽大别山区,包括了四条弧:岳西-桐城弧、檀林-桐城弧、太湖-桐城弧、末坝-桐城弧(图 3—10)。它们的形态特征是弧向南突出,弧向西南撒开,东北收敛、收敛于桐城;在桐城与郯庐主断裂相交接;弧由北向南曲度变大;弧均为冲断裂。大别弧构造

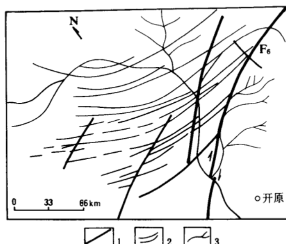


图 3—8 嫩江弧形构造

1—断裂；2—弧形断裂；3—河流

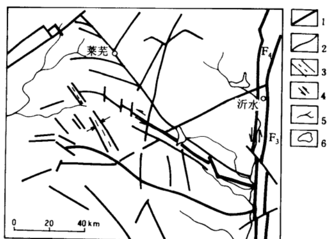


图 3—9 鲁西弧形构造平面图

1—断裂；2—弧形断裂；3—糜棱岩带；4—运动方向；5—河流；F_3—沂水-汤头断裂；F_4—鄌郚-葛沟断裂

形成于中生代，晚三叠世华北地块与华南地块拼合结束，华北地块南缘呈略向南凸出的弧形，大别地块南缘正处于弧形转弯部位，两地块首先在大别地块南缘突出部位接触，华南地块以反时钟旋转北移的运动方式向华北地块之下揳入，和太平洋板块向北推移，形成郯庐

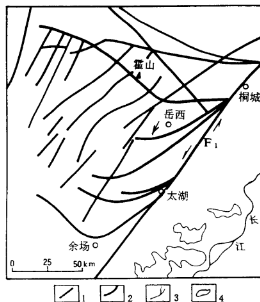


图 3—10 大别山弧平面分布图

1—断裂；2—弧形断裂；3—运动方向；4—湖泊；5—河流；F_1—郯庐断裂

断裂带东西盘差异性左行压扭的活动方式。

（2）郯庐断裂带西侧旋扭构造

徐州弧：位于徐州附近，是由一套震旦、寒武、奥陶系及石炭、二叠系地层组成的一系列弧形山系，弧形山系总体走向北东向、向北西弯曲，弧形山系有自南向北收敛之趋势。弧形山系南北长 130 km、东西宽 30 km。弧形山系是由一系列平行发育的倒转褶皱逆冲构造组成，倒转轴面和冲断面均向东或南东倾斜。地貌上背斜组成条带状山系，向斜大部分为山间谷地。徐州弧南北受东西向宿北断裂和韩庄断裂所限。从影像信息分析山势表现为西陡东缓的一系列弧形构造；南北展布方式并不协调；以徐州分界又分成南、北两个构造块体，南部块体基本上是背斜山脊狭窄，向斜谷地宽缓，北部块体在贾汪向斜以西，背斜山脊，向斜谷地均比较紧密狭窄，反映其在形成过程中的局部作用方式变化。徐州弧与郯庐断裂带未见直接接触，但它的形成与郯庐带左行剪切有一定关系。

苏鲁地区几个环形构造：主要发育在鲁南、苏北一带，自南向北有徐州环、枣庄环、苍山环。这三个环与周围的隆起，坳陷又构成三个旋转构造。这三个环之间又相互有一定联系，徐州环与苍山环之间被韩庄断裂分开，枣庄环与苍山环又相互内切。

徐州旋转构造：徐州环主要是由第四纪沉积物组成的负地形，它作为砥柱组成徐州旋转构造。旋转构造由三个旋回面组成，每个旋回面又都有相应的隆起、凹陷和断裂所构成。隆起区主要由震旦、寒武、奥陶纪地层组成，凹陷内是第四纪沉积。旋回层向南撒开，向北收敛。徐州环为新第三纪顺时针扭动面形成的。

鲁南旋转构造：枣庄环主要由寒武、奥陶、石炭、二叠系组成的隆起区，该隆起区呈环形、蓝色调，作为鲁南旋转构造的砥柱。鲁南旋转构造由数条略向北微凸出的弧形断裂、隆起和坳陷组成。旋转层向北西撒开、向南东收敛。内旋层为第四系沉积，外旋层则是元古宇—古生界地层组成。显示了鲁南旋转构造右旋张扭的特点。

鲁西旋转构造：苍山环形构造形状规则，地貌上表现为隆起及凹陷接触带的环形圈闭。环内主要是寒武、奥陶系。以苍山环为砥柱，有三个旋回面组成的鲁西旋转构造，旋回面向北突出，向西撒开，向东收敛，旋回面向北曲度变大。每个外旋回面均有太古宇—古生界组成隆起带，内旋回面由老第三系和第四系地层组成的盆地，均可见到在老第三纪时内旋面向北西扭动、外旋面向南东扭动，如山东蒙阴县大孙官庄一东下庄一带，新泰-垛庄断裂将老第三系官庄组地层切割，断面上擦痕、擦线显示其北盘向南东方向扭动。说明老第三纪后有一次顺时钟扭动。

徐州环、枣庄环、苍山环是老第三纪以后右行旋扭活动形成的。徐州旋转构造、鲁南旋转构造和鲁西旋转构造均为张扭旋转构造，可以认为是新第三纪由于郯庐断裂带右旋扭动而形成的。

3.4 郯庐断裂带的演化历史

卫星影像能客观地反映地质发展历史，我们根据图像信息结合地面地质及物化探资料来分析郯庐断裂带各个地质时期活动方式，从而进一步了解郯庐断裂带的演化历史。

3.4.1 印支末期—燕山早期(T_3-J_3)

华北与华南地块拼合结束于印支末期，也为郯庐断裂带的启动期，燕山早期为郯庐断裂韧性左行剪切-脆性剪切平移的主阶段。以下遥感影像反映了郯庐断裂带左行走滑运动的特点。

郯庐断裂带南段东侧嘉山至古城以东地区，元古宇张八岭群组成一系列(4个)北25°～30°东的狭长隆起带，呈右侧列排布，且与主干断裂呈小角度斜交，同时在每一隆起带西界与主干断裂带之间都有燕山期花岗岩带平行展布。以上反映了郯庐断裂带左行走滑运动特征(图3—11)。

淮南-定远隆起带：位于凤阳—蚌埠以南，肥东盆地以北。隆起带走向近东西向，略向南突出，边界均受断裂所控制，隆起带内主要由元古宇—古生界组成。图像上在淮南平原上有绿色条块状、弧形山体，隆起南侧还被呈弧状零星湖泊所限，东侧因郯庐断裂带牵引，隆起带由东西转向北东，与F_4主干断裂呈人字型相接。以上说明了晚侏罗世末期郯庐断裂带左行剪切。

郯庐断裂带中段沂水—峨山口段，在郯庐断裂带地垒内出露一条太古宇泰山群组成的韧性剪切带，其走向北东35°，与郯庐断裂带主干断裂呈小角度斜交。沂水高桥一带，F_3与F_4主干断裂内夹持了一条由寒武、奥陶系地层组成的隆起带，隆起带走向也是北东35°，与F_3、F_4主干断裂呈小角度斜交。这些现象均反映了郯庐断裂带左行剪切的运动迹象(图2—12)。

3.4.2 燕山中、晚期—喜马拉雅早期(K_1-E)

早白垩世时，断裂带横向拉张，地壳变薄，地幔物质上涌，沿断裂带发生强烈的火山喷发

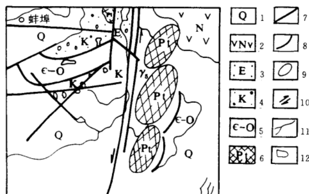


图 3—11　张八岭地区郯庐断裂带几何形态

1—第四系；2—新第三系；3—老第三系；4—白垩系；5—寒武—奥陶系；6—元古宇；
7—断裂；8—弧形链状构造；9—环形构造；10—运动方向；11—河流；12—湖泊

（裂隙式火山喷发）和中酸性偏碱性岩浆串珠状顺断裂侵入，形成玄武岩-粗面岩组合、粗面安山岩-碱流岩组合的二堑一垒结构。晚白垩世在地堑内堆积了巨厚的山麓河流相碎屑岩，老第三纪末局部发生挤压隆起及剥蚀。

南段：五河—嘉山一带 F_2 与 F_3 主干断裂呈右侧列排布，在其侧列尖灭再现衔接部位发

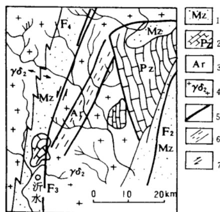


图 3—12　沂水地区郯庐断裂带的构造形迹

1—中生代盆地；2—古生界；3—太古宇；4—元古宙花岗岩；
5—断裂；6—韧性剪切带；7—断裂运动方向

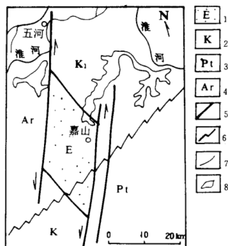


图 3—13　五河—嘉山段郯庐断裂带组合形式

1—老第三系；2—白垩系；3—元古宇；4—太古宇；
5—张扭断裂；6—张性断裂；7—河流；8—湖泊

育菱形拉分盆地，盆地内沉积了老第三系，影像呈浅蓝白色。菱形盆地南北边界为北西—南东向张扭性断裂所限，盆地南北两侧皆为白垩系地层，影像色略深，呈岗丘地貌。拉分盆地东西两侧为郯庐断裂带所夹持，东侧为元古宇张八岭群，影像呈深绿色，形成低山地形。西侧与五河群地层接触，呈近南北延伸的山体，呈绿色调。菱形嘉山拉分盆地南部被晚期北东向张性断裂所切。从拉分盆地与郯庐断裂带几何学运动学分析表明，嘉山拉分盆地是郯庐断裂带新第三纪或稍晚左旋扭动所引起的(图3—13)。

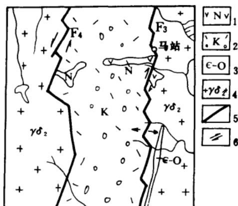


图 3—14 郯庐断裂带马站段构造形迹

1—新第三系；2—中生界盆地；3—寒武-奥陶系；4—元古宙二长花岗岩；5—断裂；6—运动方向

中段：山东沂水马站—上窑一带出露郯庐断裂带的 F_3 和 F_4 主干断裂(图 3—14)。F_3 和 F_4 断裂之间为白垩系火山岩、火山碎屑岩及山麓河流相沉积组成的断陷带，影像显示为黑绿色。F_3 和 F_4 主干断裂的两侧为隆起剥蚀区，主要由元古宙二长花岗岩组成，影像显示黄色，F_3 东盘残留有寒武—奥陶系组成的近南北延伸串珠状断片。F_3 断裂呈现锯齿状表示其张性特征(白垩纪)，新第三纪火山岩具右行错移，又反映新第三纪以来断裂带右旋扭动之特征。F_4 断裂由雁列状排布次级断裂所组成，断裂西盘保留下白垩统火山岩残片也为雁列展布，它们都指示晚白垩世末断裂带右行剪切之特征。

北段：在郯庐断裂带开原—长春段(图 3—14)，自东而西发育榆树-阿城主干断裂(F_4)、开原-长春主干断裂(F_5)与它们相平行的 F_6 断裂，它们分别控制了中生代白垩纪盆地(呈红色)及第四纪沉积盆地的发育，同时也控制水系网络的组合形态及流向变化。反过来，可以从水系网络的组合型式及流向变化，来分析断裂带的运动学特征及变形历史。沿 F_4 断裂河流自北北东向南南西流向整体呈“S”型展布，反映白垩纪或稍晚断裂带的左行剪切运动的形迹。在 F_4 与 F_5 断裂所夹持的白垩系组成的隆起带上，沿断裂水系呈高角度相交，表明白垩纪之后的断裂带拉张之特征。在第四纪沉积盆地中，一系列相互平行的支流由 NEE 向向 SWW 向流入与 F_6 断裂相平行的干流中，水系呈现人字型网络，表示挽近期断裂带右行剪切运动学特征。此外，从图 3—16 看出，沈阳-铁岭断裂(F_3)切错华北地块北缘开原-赤峰断裂(F_2)，使其东段向北错移数公里，表明在燕山中晚期郯庐断裂带北段左行剪切位移量较小。

3.4.3 挽近活动期(N—Q)

郯庐断裂带挽近活动期，表现为逆掩、逆冲等压性为主，伴有右行剪切发育。山东郯城麦坡郯庐断裂带 F_2 主干断裂显示刀切一样平直，断裂东盘为白垩系王氏组砂岩、砂砾岩(K_2w)，呈现丘陵地貌。断裂西盘为第四系沉积组成深切沟谷垄岗地貌。断裂两侧水系发育程度差异明显，断裂东盘水系密度截然减小，反映沿断裂深切沟谷地貌的特征，见图 3—17。此外，如前所述，山东沂水马站(图 3—14)F_3 主干断裂将晚第三纪玄武岩切错，东盘向南位移 2 km，表明新第三纪之后右行剪切运动迹象。图 3—15 中辽河支流流向变化与否也显示

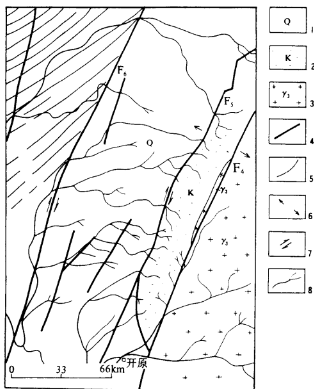


图 3—15 郯庐断裂带北段开原一带构造形迹

1—第四系；2—中生代盆地；3—古生代花岗岩；4—断裂；5—弧形断裂；6—引张方向；7—剪切方向；8—水系

第四纪郯庐断裂北段右行剪切运动的性质。

在五大连池，郯庐断裂带扶余-北安主干断裂，控制了第四纪玄武岩分布(图 3—18)，同时断裂本身呈左侧列排布，反映其右行剪切特征。

3.5 几点认识

综上所述，郯庐断裂带及相邻地区的遥感图像分析，清晰显示了该断裂带的基本格架及其形成发育不同阶段的构造形迹，从而提出以下认识：

1) 郯庐断裂系具有自南而北分段递进生长迁移机制。分段的结点为新沂和渤海湾，由南而北，断裂带主要活动时期变新，火山活动结束时间也变新。

2) 郯庐断裂系变形演化主要分为四个阶段：

T_2—T_3 启动期　韧性挤压-左行韧性剪切转变；

J_{1-2}—J_3 成型期　脆性左行剪切平移，自南北贯通形成郯庐断裂系；

K_1—E 拉张期　张性脆性变形；

N—现今挽近活动期　右行脆性剪切或挤压。

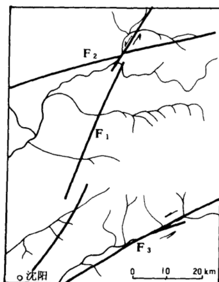


图 3—16 郯庐断裂带沈阳-铁岭断裂几何形态

F_1—沈阳-铁岭断裂；F_2—开原-赤峰断裂；F_3—敦化-密山断裂

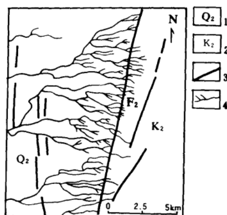


图 3—17 郯城麦坡 F_2 断裂航片解译图

1—第四系；2—白垩系；3—断裂；4—冲沟

3）遥感影像清晰显示郯庐断裂系平移期的基本构造格架，郯庐主干断裂带西侧发育一系列向南凸出的弧形构造，如嫩江弧、鲁西弧和大别弧，东侧发育一系列北东向剪切逆冲带，如依兰-伊通断裂带、敦化-密山断裂带、五莲-荣城断裂带及泗洪-响水断裂带。以上组成似鱼骨状构造。此外郯庐主干断裂带西侧邻区发育的一系列旋扭构造，指出了挽近期郯庐断裂系右旋扭动之特征。

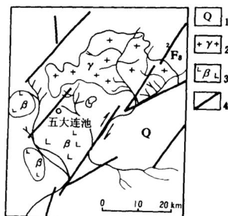


图 3—18 五大连池断裂带几何形态

1—第四系；2—古生代花岗岩；3—第四纪玄武岩；4—断裂

第四章　郯庐断裂带地球物理特征

4.1　郯庐断裂带重磁场特征

郯庐断裂带是中国东部地球物理场的分界线。它在磁场上呈现出一条北北东向线性正磁异常带(魏斯禹等,1990)。它的重力场特征表现为规模较大的布格重力异常梯度带。在断裂带的两侧,其区域磁场,区域重力场无论是场值大小,还是异常规模以及各异常的展布形态等诸方面都具有明显的区别。

4.1.1　航磁异常特征

依据郯庐断裂带航磁 ΔT 异常图(图 4—1,郯庐断裂带航磁 ΔT 异常图,插页)可见,郯庐断裂带呈现为一系列北北东—北东向线状和串珠状异常带,并作为一条醒目的不同磁场构造单元的分界线贯穿中国东部广大地区。以郯庐断裂带为界可分为不同的磁构造分区(图 4—2)。郯庐断裂以东主要为胶辽、南黄海负磁场异常区,它的主要特征表现为负的或接近零值的背景场值。局部为宽缓的磁异常,在胶辽与南黄海负磁场区之间夹持胶东南线状正磁异常带。往南为下扬子北东向线状异常带。郯庐断裂带西侧主要为华北正磁异常,按异常具体形态特征不同,又可划分为次级磁构造单元,它们是:短轴状呈近东西向弧线排列的燕山线状正磁异常区,华北平原东部短轴状正磁异常区,豫皖平缓正磁异常区,南下进入大别山线状磁异常带(马杏垣,1986)。

按照断裂带的局部特征和两侧区域磁场差异性,郯庐断裂带磁异常特征可划分为以下区段。

沂沭段:航磁异常为一系列狭窄的北北东—近南北向排列的串珠状磁异常(图 4—3),它与北西向的鲁西磁场区以及北东向的鲁东磁场有显著区别。潍坊—临沂一线,异常急剧跳跃,正负异常相间出现,组成多条北北东走向的线性磁异常带,异常带宽度 40～50 km,变化幅值一般 300～600 nT,局部异常可高达 1200 nT,整个异常形态呈南窄北宽的长条状以正磁场为主的局部夹持负磁异常的中间高两边略低堑垒式构造格局。临沂—嘉山一线异常变为近南北向带状展布,异常宽度已减少至 30～40 km 且连续性较好,仅在郯城附近曲线剧烈变化且为四个峰值,其场值可达 750 nT 以上。整个异常自北向南强度逐渐减弱。宿迁—嘉山一带磁异常已变得较为宽缓,异常幅值减至 150 nT 以下。

南段:嘉山以南至庐江磁异常带突然变窄,异常宽度仅 10 km,并成斜列状,反映左行剪切特征,该段异常受其西侧北西向磁异常扰动,常常造成非连续分布。庐江以南磁异常已变得零散,东界明显由北东向航磁异常梯级带取代。西侧进入大别山北西西向的正磁异常区,北北东—北东向的磁异常过宿松减弱甚至消失。在广济附近被九江东西向的负磁异常阻挡无向南继续延伸的迹象,由此推断郯庐断裂应终止于长江边(图 4—1)。

渤海海域及北延段:从潍坊向北延入莱州湾进入渤海海域,航磁异常同样呈现一升高的北北东向磁场梯度变化带,它是渤海断陷与胶辽隆起的构造分界。大致以唐山—长岛联线又

把渤海磁场错动分成南北两段，南段航磁特征与陆地沂沭段直接相连且特征相同。北段磁场特征已变化成为近北东走向的南宽北窄的宽缓正磁异常背景上叠加了只有几十 nT 的弱局部异常。向北延入下辽河盆地，异常逐渐变缓，成北北东向的线状负磁异常带伸入沈阳以南。在沈阳附近航磁异常被北西向的构造错动，越过沈阳线状特征明显减弱。西侧从盘锦沿航磁异常梯级带经康平与孙吴-双辽断裂相连，东侧以狭窄长条带状负磁异常形式向北东与依兰-舒兰断裂，长春-哈尔滨断裂相连。

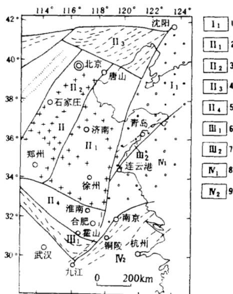


图 4—2 郯庐断裂带及其邻区磁异常分区图
（据余钦范等并修改）
1—胶辽负磁异常区；2—华北平原东北正磁异常区；3—华北平原西部正磁异常区；4—燕山线状正磁异常区；5—豫皖正磁异常区；6—大别山线状磁异常区；7—胶东南正磁异常区；8—苏北黄海负异常区；9—苏南江南线状磁异常区

航磁资料上延处理主要反映深部的地壳磁性构造特征，当上延高度为 20 km 时异常格局变得简单（图 4—5），航磁异常幅度明显减小，区域构造格架表现清楚。郯庐断裂带正处于北北东向的磁异常梯度带上，断裂带以西正磁异常为主，异常形态轴向以东西向和北西向为主的大片正异常区。断裂带以东除胶东南，南京以外为大片的负磁异常区，整个东侧的航磁异常轴向以北东向为主。显然，郯庐断裂是两侧区域磁场特征各异的分界线。

4.1.2 重力场特征

在布格重力异常图上郯庐断裂带主要表现为北北东走向的重力梯度带（图 4—4，郯庐断裂带布格重力异常图，插页）。郯庐断裂带重力场总体特征是东界为突变的密集重力梯级带，西界显示出不同重力场的过渡带。断裂带内展布一些有规律的局部圈闭异常斜列，重力场特征与航磁特征相对应，同样可划分出以下区段。

沂沭段及南段（图 4—6）：从潍坊向南至莒县，断裂带位于东侧北东向胶莱正异常区向西侧北西向的泰沂负异常区过渡的密集的重力梯度带上。向南到嘉山，断裂带重力场主要由北北东向临沂重力高、郯城重力低、宿迁新沂重力高以及宿迁南重力低相间斜列组成。嘉山至庐江段重力异常受到北西向构造的干扰，西界特征模糊难辨，东界线性特征明显可见。庐江以南，郯庐断裂重力场则以梯级带的特征直插岳西重力低的东缘，经桐城、越太湖伸向广济方向，最终尖灭于长江边。该重力梯级带是北西向大别山弧形造山带和北东向下扬子区宿松-怀宁-枞阳正异常分界线。

渤海海域及北延段：渤海海域重力场明显表现为北北东—北东向线性异常带。以渤中重力高为界划出南北两异常区段，南段东侧莱州湾是沂沭重力梯级带向海域连续延伸拓展。带内由局部正负相间异常圈闭组成复杂无序的重力场，宽度增大至 60 km，沂沭重力梯级带在渤中被北西向的重力高阻断之后梯级带的宽度急变窄向西位移约20km，形成一宽度窄而梯度大的

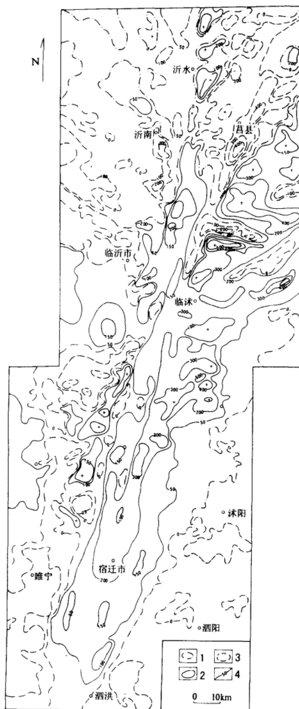


图 4—3 郯庐断裂带主段航磁 ΔT 平面图

1—零等值线；2—正磁异常等值线；3—负磁异常等值线；4—等值线数据单位(nT)

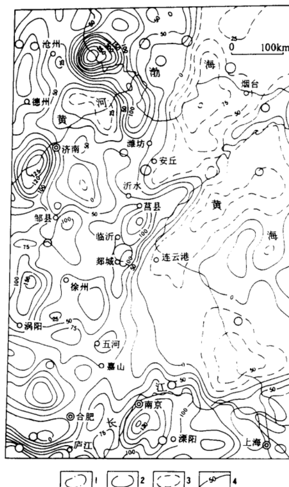


图 4—5 航磁 ΔT 上延 20 km 异常平面图

1—零值线；2—正异常等值线；3—负异常等值线；4—异常数值单位(nT)

北东向的重力梯级带穿越辽东湾经下辽河平原至沈阳附近。在沈阳南受到北西向的构造干扰，重力梯级带逐渐散开成树枝状向北延伸与依兰、舒兰、长春-哈尔滨和孙吴-双辽断裂相连。

利用重力资料编制的郯庐断裂带地区的莫霍面等深线图(图 4—7)表明：郯庐断裂带为不明显的上地幔隆起带，莫霍面埋深比周围地区略浅一些。其中在渤海地区最浅为 29 km，其他地区埋深在 35～36 km 之间。北延东、西两条断裂的莫霍面向南伸展在渤海与沂沭段相会形成“Y”字形。

4.1.3 郯庐断裂带中南段主干断裂重磁特征

郯庐断裂带中段共有四条主干断裂组成两堑夹一垒的构造形态，现分述如下：

图 4—6　郯庐断裂主段布格重力异常图

1—零等值线；2—正异常等值线；3—负异常等值线；4—重力异常单位(10^{-5} m/s^2)

昌邑-嘉山断裂:重力场上呈现为规模宏大、梯度较大的梯级带。它是断裂带内北北东向的异常与东侧北东向的重力异常分界线,北段梯度值在 15～25 E 之间,向南逐渐减小到 10 E 左右。航磁特征表现为东高西低的梯度变化带,它为胶东北东向异常与断裂带北北东向异常之间的分界。断裂西侧为 5～8 km 宽的北北东向的条带状或串珠状低负磁异常带。断裂东侧异常轴由北北东向很快转向北东向,整条断裂磁异常与重力梯级带相呼应。该断裂为区域构造边界断裂,其规模已切割到 M 面。

安丘-池河断裂:北段以规模宏大、梯度大的重力梯级带贯穿山东中部。断裂位置对应重力异常零值线,往南与昌邑-嘉山断裂相距 8 km 平行延伸。此段对应于布格重力垂向一阶导数零值线,磁场上为断裂带内正负异常的次级分界,北北东向条带状或团块串珠状的正磁异常为断裂的核心。

沂水-石门山断裂:沂水以北重力场反映不甚清晰,中部呈现为布格重力异常梯度带,梯度值为 15～25 E。航磁反映为郯庐断裂带北北东的条带状或串珠状的正磁异常带的主体特征,与西侧的鲁西北北西向的磁异常呈过渡带磁场分界。

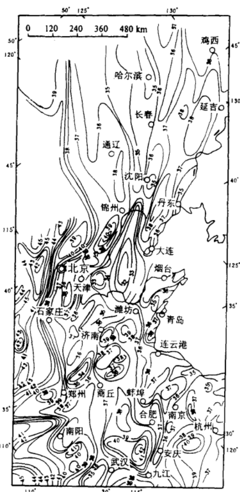


图 4—7 郯庐断裂带地壳厚度轮廓图

(据史志宏、卢造勋等,1980)

鄌郚-五河断裂:鄌郚以北重力场上表现为弯曲的梯级带,重力异常等值线呈同形扭曲,同时是不同重力异常轴向的分界。在五河附近反映为一较大的重力梯级带。航磁反映为西高东低缓变梯级带。在沂水到汤头之间为负背景场,到郯城磁场强度升高为 500 nT 以上。整个鄌郚-五河断裂的西侧边缘范围的航磁特征是北西向的鲁西异常区和东西向的徐淮异常区向郯庐北北东向异常带转变的过渡带。

郯庐断裂带南段重磁异常特征仅能反映出东西两条断裂的形态与展布,不具备中段堑垒式构造形态,现分述如下:

嘉山-庐江断裂:郯庐断裂在嘉山附近被北东向的嘉山-响水断裂切错之后,嘉山往南到庐江一带重力场仍然以边界断裂布格重力异常梯级带的特征南插安徽西南部。重力梯级带在忠庙附近被串珠状局部异常干扰,改变其方向以约 S40°W 的方向从孔城东侧以宽 25 km 左右规模的线性陡变梯级带延伸至广济附近消失。该段梯级带是西侧大别山北西向重力低和东侧北东—北北东向宿松枞阳重力高的分界。嘉山到庐江一段航磁反映为东边串珠状异

常向西边条带状异常过渡。庐江以南呈现明显的航磁异常梯度密集带，直至广济附近，尖灭于长江边。

池河-太湖断裂：重力异常与嘉山-庐江断裂重力特征类似并行南下。庐江以北一段，航磁反映为东高西低条带状梯级带。在庐江附近，航磁异常被西侧东西向负磁异常干扰畸变。庐江到广济航磁异常已变成场值在 300～500 nT 串珠状局部高磁异常带。

从以上重磁资料分析表明，郯庐断裂带堑垒构造特征从北而南逐渐减弱，主干断裂由中段的四条向南减少为两条，构造格架由堑垒状态变成单断叠覆构造。

4.2 郯庐断裂带的深部地壳结构特征

4.2.1 GGT 地学断面研究

近十几年来，我国地学工作者跨越郯庐断裂带做了多条地学断面测量与研究工作（国家地震局"深部物探成果"编写组，1986）（图 4—8），主要成果是：

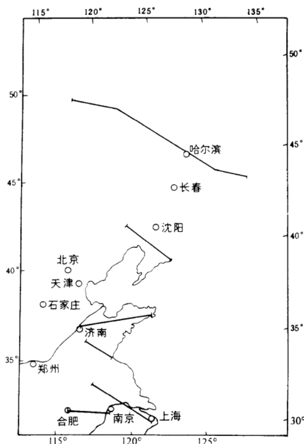


图 4—8　郯庐断裂带地球物理剖面分布图

（1）北延

从绥芬河-林甸人工爆破地震测深剖面P波速度结构图分析（徐新忠等，1994）（图4—9），可以得出郯庐断裂北延的依兰-舒兰断裂和长春-哈尔滨断裂的基本特征。

依兰-舒兰断裂的特征是：①断裂带东西两侧地震记录面貌差异很大，Pm振幅强弱不同。②断裂带西侧地壳平均速度为6.18 km/s，东侧地壳平均速度为6.43 km/s。③断裂带两侧M面形态变化很大，断裂西侧以幔隆为基本特征，东侧以幔坳为基本特征。④断裂带两侧地壳结构差异很大，断裂带西侧为两层结构，东侧呈三层结构。断裂带西侧地壳中部有较大规模的低速层，东侧未发现低速层。

长春-哈尔滨断裂的特征是：其震相上表现为阿城炮西支Pg走时曲线在震中距40 km处及兰西炮东支Pg走时曲线在震中距57 km有一较大的错断，为其浅部的反映。兰西炮东侧确定的M面错断（断距1 km）可能为其深部的反映。断裂两侧地壳结构差异明显，西侧存在壳内低速层，东侧无低速层。

（2）辽南地区

辽宁省地震局所作的闾阳-海城-东沟深地震剖面揭示（图4—10），该地区地壳结构较为复杂。辽南地区莫霍面总体形态为一复杂的上地幔隆起，辽河平原地壳最浅为31～32 km，其两侧辽东半岛及燕山东部地壳埋深达35～36 km，郯庐断裂带北延恰处于上地幔隆起带上（卢造勋等，1988）。该剖面深部断裂发育较好，其中切割莫霍面的断裂有5条。Ⅰ号断裂位于盘锦，Ⅱ、Ⅲ号断裂分别位于古城子西边和东边。Ⅰ号断裂推断对应郯庐断裂北延西界延向孙吴-双辽断裂的位置。Ⅱ、Ⅲ是郯庐断裂北延的辽河平原的位置。由浅部人工地震资料查明二界沟断裂和佟二堡-营口断裂是Ⅱ、Ⅲ号断裂在其上层地壳中的位置。由此可见，下辽河地区郯庐断裂带为超壳断裂并将莫霍面错断2～3 km，断裂正处于上地幔隆起部位（卢造勋，1988）。

（3）潍坊地区

从济南-莱城地震测深速度剖面结构图上分析[1]（图4—11），郯庐断裂带在潍坊附近上地壳速度为一低速层，其平均速度比其他地区低0.5 km/s，下方横向不均匀性异常强烈，推断是郯庐断裂带在所属范围内构成一个较宽的破碎带以及沉积较厚所致。其莫霍面状况复杂并存在着壳幔过渡带，这是由地幔物质上涌造成。

（4）鲁南地区

1980年国家地震局沿连云港—临沂—泗水进行了跨郯庐断裂地震测深工作（图4—12），1986年山东省地震局又在该区的鲁南、苏北一带施测了3条非纵测线（图4—13—1、2）。测深结构表明（张碧秀等，1988），该区郯庐断裂带的地壳速度结构中，变质岩系统速度等值线在临沂附近上隆；中层地壳中、河阳以南至少有一层低速层，河阳以北不明显；下层地壳中，郯城以北也有一低速层，郯城以南低速层消失。地壳破裂程度具有自北向南逐渐减弱的分段性，新沂以北，4条断裂都切割了M面，西边两条断裂东倾，东边两条断裂近于直立、形成下窄上宽的超壳断裂带，其中河阳附近破裂程度又高于郯城附近；新沂以南地壳断裂不明显，地壳破裂程度趋于减弱。总的看来，其莫霍面为向下拗曲的形变带，其中郯城—临沂变形最强，向南、北减弱，且下部地壳形变大于上部，西侧地壳深部变形强于东侧，地表浅部东边

[1] 魏计春．硕士论文．1989。

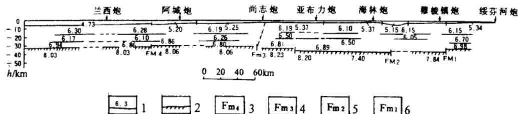


图 4—9 绥芬河-林甸人工爆破地震测深剖面 P 波速度结构图

（据徐新忠等，1994）

1—地壳内反射波组界面及速度值；2—M 面；3—长春-哈尔滨断裂；4—依兰-伊通断裂；5—牡丹江断裂；6—敦化-密山断裂

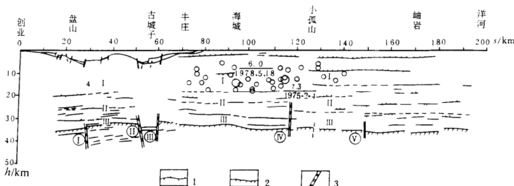


图 4—10 闾阳-海城-东沟深地震测深解释剖面图

（据卢造勋等，1988）

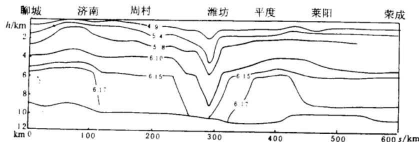


图 4—11 济南-荣城地壳速度结构图

两条断裂相对于深部断裂向西位错约 6 km（张碧秀等，1988），由此推断郯庐断裂在该区段为东倾的。

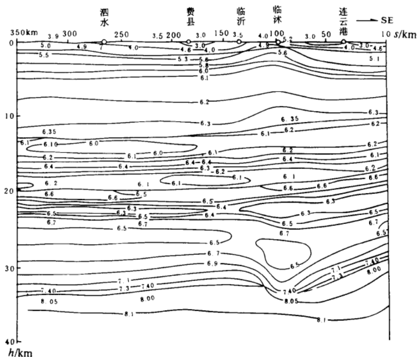


图 4—12　泗水-连云港速度结构剖面图

（据刘昌铨等）

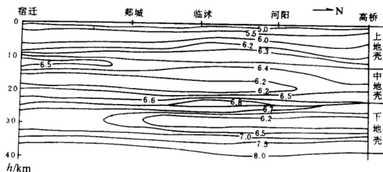


图 4—13—1　宿迁—高桥测线速度结构剖面

（据张碧秀，1988）

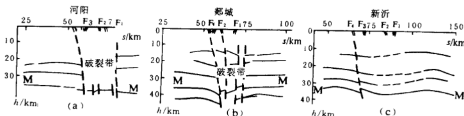


图 4—13—2 沂沭断裂带非纵反射剖面

(据张碧秀，1988)

F_1—昌邑-大店断裂；F_2—安丘-莒县断裂；F_3—鄌郚-葛沟断裂；F_4—沂水-汤头断裂

(a)—河阳段；(b)—郯城段；(c)—新沂段

(5) 嘉山地区

近年来，华东石油地质局完成的HQ-13线地球物理剖面(陈沪生等，1993)，测线恰好在五河、嘉山之间通过郯庐断裂带。据HQ-13全地壳地震反射界面剖面(图 4—14)，该段共获

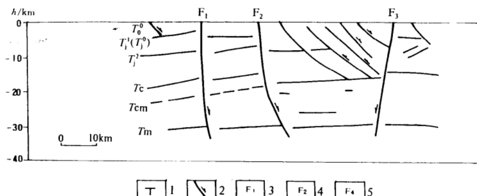


图 4—14 HQ-13 郯庐段地震界面图

(据陈沪生，1993)

1—地震反射界面；2—断层；3—郯庐西界断裂；4—郯庐东界断裂；5—响水-盱眙断裂

得 T_m、T_{cm}、T_c、T_j^2、T_j^1 等反射地震界面，根据反射波地震相特征对比原则，郯庐断裂带具有很多断裂识别标志：郯庐断裂西界断裂在 T_j^1、T_j^2、T_m 等明显中断；断裂西盘波组突出，东盘波组零乱；断面倾向东，切断了M面，郯庐断裂带东界断裂在 T_j^1、T_j^2、T_m 等波组明显中断。断裂显示无反射的纵向空白条带，断裂东倾深切M面，M面垂向断距2 km，全地壳反射地震剖面与大地电磁测深剖面均显示灵璧块体太古宇高阻体向东推覆到胶南地体上，后者又

连同其上的浅变质基岩一起，又向东推覆到下扬子区的盱眙-天长块体上。郯庐断裂深部20 km左右有一低阻层存在。HQ-13地学断面研究结果表明(图4—15)：郯庐断裂带边界断裂是东倾的超壳断裂，西界断裂深部略显西倾为岩石圈断裂。西侧为华北地块，华北地块以郯庐东界断裂 F_2 与胶南地块为界，但其东部的上地壳下部却留下了胶南地块深变质基底的一个楔状体。胶南地块虽以 F_3 与扬子板块为界在其东部的上地壳下部也留有一个扬子板块深变质基底的楔状体。在近东侧的郯庐断裂部位，因软流圈物质上涌，壳下岩石变热与受熔蚀而减薄，整个岩石圈厚度骤降60 km，地壳中部出现岩浆房。

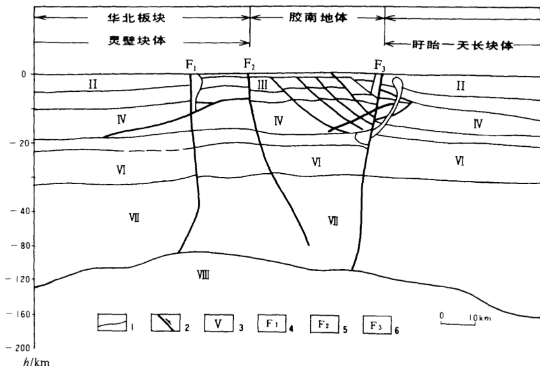


图4—15 HQ-13郯庐段地质解释剖面图

(据陈沪生，1993)

1—构造层界面；2—断层；3—构造层代号；4—郯庐西界断裂；5—郯庐东界断裂；6—响水-盱眙断裂

(6) 巢湖地区

80年代初，中国科学院地球物理所施测了随县—马鞍山深地震测深剖面(图4—16)，测线在巢湖地区穿过郯庐断裂带。测深结果表明(郑晔等，1989)：在巢湖以西数10km范围内为异常区，上地壳速度明显偏高，莫霍面上隆并有间断，中、下地壳厚度在此发生突变。

横穿郯庐断裂带的多条GGT地学大断面充分显示了郯庐断裂，切割地壳甚至深达上地幔，地震面层析成像结果表明在郯庐断裂带75 km深处仍然存在着低速层(刘福田，1986)说明郯庐断裂可深切75 km深，在鲁中南—苏北一段断层面向东倾斜。

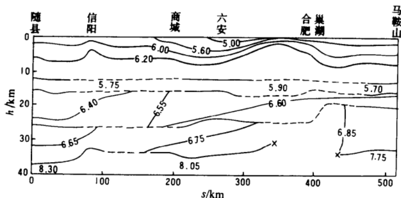


图 4—16 随县—马鞍山地壳上地幔速度结构图

（据郑晔）

图中 X 为衍射点

4.2.2 大地电磁研究

下辽河地区：沿闾阳—海城—东沟剖面 8 个大地电磁测深点探测可知。该区发育上地幔高导层，在辽河平原之下，该层顶面埋深 86 km 左右，向两侧下倾；西侧闾阳测点之下已达 110 km，岫岩一带深达 115～120 km。下辽河平原内深 40 km 处还有一薄层高导层，厚 2～4 km，电阻率值 4～11 Ω・m，往东海城一带，该层位消失，但上部出现壳内高导层，厚约 3～5 km，顶面埋深 15～17 km，电阻率值约 4～6Ω・m（卢造勋，1990）。

临沂地区：国家地震局布设跨郯庐断裂带的大地电磁测深结果表明，在该区未发现壳内高导层，而在上地幔内有两个高导层，上地幔第一高导层沿郯庐断裂带呈北北东走向，宽约 40 km，厚约数公里，顶面埋深约 50 km 的隆起带；第二高导层仅随第一高导层局部隆起而略有隆起，但总的变化较平缓，深约 230～280 km，断裂带以西缓慢下降，以东下降较快。以昌邑-大店断裂为界，东侧第一高导层明显加深，顶面埋深达 70～80 km，断裂以西为隆起带。顶面埋深 50 多 km，推断郯庐断裂深切上地幔（孙洁，1988）。

嘉山地区：HQ-13 断面地壳上地幔电性结构特征指出：郯庐断裂带内地壳中部且有明显低阻特征（ρ_s＝50～100 Ω・m）且成层状结构，断裂带下部为高低阻层块交错。由浅至深与其两侧均有差异，断裂带以西电阻率特高，一般为 1500～5000 Ω・m，无低阻显示，基本上是一个整体，上地壳似乎是寄托在一较宽阔的高阻岩石圈之上。断裂带以东纵向电性差异明显，且层状结构，横向电性不均匀。

4.2.3 天然地震三维层析成像研究

本书运用天然地震层析成像技术，对郯庐断裂带辽宁段地壳三维结构进行了研究。具体使用美国加州理工学院赵大鹏博士开发的一种新的地震波速图像研究方法和软件程序（Akire et al.，1991），对辽宁地震台网观测的地质资料和数据，进行地震波速三维速度结构层析成像。

1. 地震基础资料数据采样

本研究采用的地震波速图像层析成像技术，要求选取 200 个以上天然地震数据，每个地震必须有 10 个以上台站观测记录，地震应为一类定位精度。同时采集每次地震的发震时间、震中位置、震源深度、震级、P 波和 S 波到时等参数。本研究用 32 个台站的观测资料，在 1991 年 3 月～1993 年 12 月期间，共采集了 206 个地震。其中最大震级为 4.2 级，最小为 1.4 级。地震深度分布 2～8 km 的有 23 个，9～16 km140 个，17～25 km35 个、26～34 km7 个、35 km1 个。具体分布情况见图 4—17 和图 4—18。

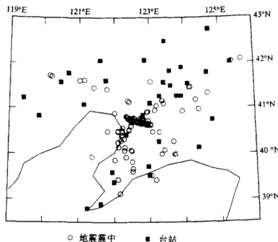


图 4—17　台站位置与地震分布

1—地震震中；2—台站

2. 地壳三维速度结构层析成像

以上述地震资料和数据采样结果为基础，使用赵大鹏提出的地震波图像研究方法和软件程序进行数据处理。这种方法可应用在总体速度结构上，其结构在模拟空间具有许多复杂形态的不连续面，这种面控制的每一层的地震波速具有一维变化特点，而且三维网格能独立地在第一层分布，并且可把每一个格点的速度看作未知的一个参数。对模拟空间任何一点的速度是通过在 8 个网格点上线性内插函数来计算。

该研究方法是在一个复杂的速度结构场中，重复使用仿弯曲技术和 Snall 定律，快速和精确地计算地震波射线路径和走时。也能对在 SVD 面产生的反射波、转换波进行计算，从而大大改善在模拟空间的射线覆盖面。同时用共轭梯度解——LSQR 计法，可解决由于波转换引起异常大而稀松系统的观测方程问题。还能简便地给予地震震中的再定位和反复计算取得更加合理的速度参数。

这种方法软件系统非常庞大，按图 4—19 速度模型，将 206 个地震的各种参数，经过大规模快速运算，模拟研究区地壳总体速度结构中的任何一点的速度进行层析成像见图 4—20。最终得出该区地壳 2 km、9 km、17 km、26 km 和 35 km 处 P 波速度平面分布图(图

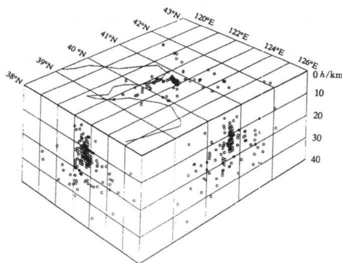


图 4—18 地震三维分布

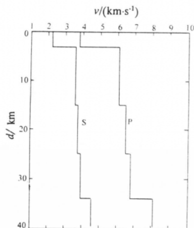


图 4—19 用于三维反演的一维速度模型

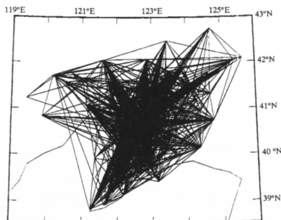


图 4—20 震中与台站波射线轨迹图像

4—21),以及地壳 2 km、9 km、17 km、26 km 处 S 波速度平面分布图(图 4—22)。

3. 郯庐断裂带辽宁段地壳三维结构特征

1)从图 4—17 和图 4—18 表明,在平面上天然地震震中主要沿郯庐断裂带呈北东向展布,从三维空间上看,它们主要沿郯庐断裂带的界面和地壳 12～25 km 的低速层展布,相对于 12～22 km 更为集中。由此反映郯庐断裂带地壳深部产状近直立且微向东倾,直切地壳 31 km 深。

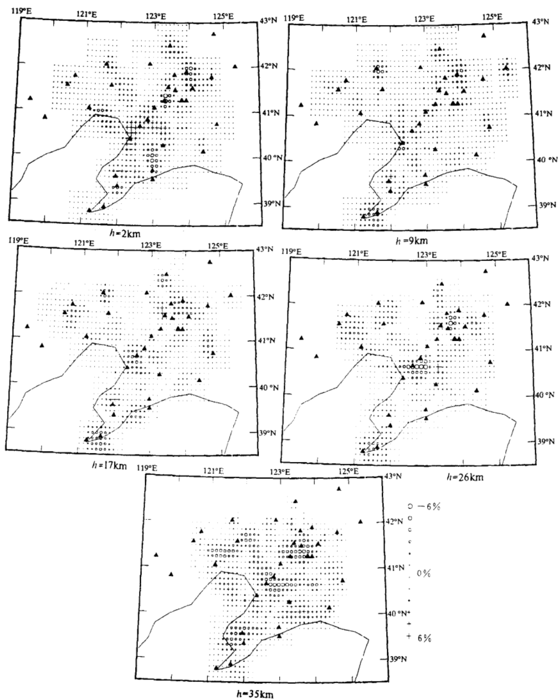


图 4—21 郯庐断裂带辽宁段地壳 2 km、9 km、17 km、26 km 和 35 km 处 P 波速度平面分布图

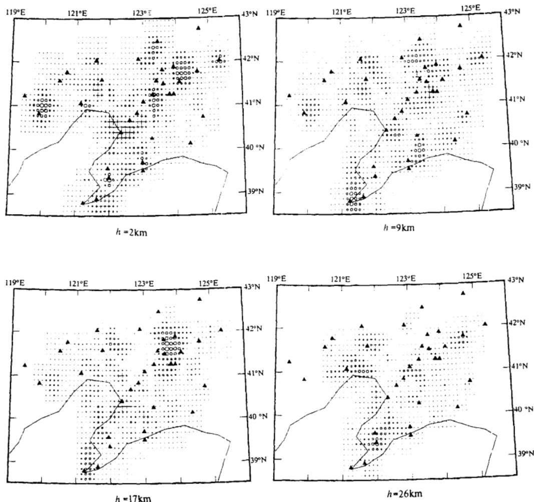


图 4—22 郯庐断裂带辽宁段地壳 2 km、9 km、17 km 和 26 km 处 S 波速度平面分布图

(符号意义同图 4—21)

2) P 波 S 波速度结构特征。从图 4—21 P 波速度三维层析图像分析得出以下结果：

在地壳 2 km 深处 P 波速度分布图中，低速体主要于抚顺、沈阳南、新金及庄河北展布，盘锦北、锦州次之，总体上沿郯庐断裂带东界断裂，即下辽河凹陷与东部隆起带的分界带展布，其次沿郯庐断裂带的西界断裂及北东向新金-庄河断裂(与郯庐断裂带平行次级构造)展布。与低速体相应地表出露大部分为太古宙混合花岗岩，少数为中生代花岗岩体，低速体局部轴向近 S—N 向。

地壳 9 km 处 P 波速度分布与地壳 2 km 之 P 波速度分布的规律大体一致，低速体主要沿郯庐断裂带东界及新金-庄河断裂带南段展布，但具体部位有所改变，为营口、抚顺、新金、

阜新东等，轴向也近 S—N 向，多为中生代地层分布区。

地壳 17 km 处 P 波低速体地理位置是沈阳南、海城、辽东半岛大窑湾、庄河以及铁开、阜新、朝阳东。因此低速体仍然主要沿郯庐断裂带东界展布，其次为北东向沿海断裂带（沿辽东半岛海岸线）及郯庐断裂带西侧隆起带的边缘。低速体长轴以 S—N 向为主，少量出现 E—W 向长轴。

地壳 26 km 处 P 波低速体出现相应地理位置是海城、沈阳南，其次瓦房店、黑山、义县等。地壳 35 km 处 P 波低速体出现地理位置与上基本相同，它们是沈阳南、海城、瓦房店西、义县和黑山等。从总体上看，P 波低速体主要沿郯庐断裂带东界断裂及西界隆起带边缘分布，35 km 处表现十分典型。低速体显示东西向及南北向轴向复合形态，但以东西向延伸为主。向深部低速体出现的范围有加大的趋势。

综上所述，P 波、S 波速度三维结构的特征是：

1）P 波低速体主要沿郯庐断裂带成带展布，越向深部显示越加明显，东界断裂带低速体分布相对更加集中，为现今强烈活动断裂。辽东半岛南东界沿海岸北东向断裂带 17 km 以上低速体有零星分布，但在 26 km 及 35 km 该断裂带显示极弱。说明该断裂带规模远不及郯庐断裂带，切割深度于 17 km 以内。

2）从内蒙古乌珠穆沁旗—辽宁东沟地学断面资料分析，以上由天然地震层析成像所给出的 P 波低速带位置与地壳拉伸减薄，莫霍面与软流层顶界面上隆的部位相吻合，并伴随上地幔铁镁物质上涌，因此郯庐断裂带可为上地幔上涌的通道。

3）低速体延伸轴向随地壳深度有变化，在地壳 17 km 以上以 S—N 向延伸为主，地壳 25km 以下以 E—W 向延伸为主，叠加有 S—N 向延伸轴向。反映地壳浅层与深层构造展布的差异。

4）S 波速度三维层析成像表明，其低速体的三维空间展布与 P 波低速带的三维展布相似。

4. 海城震区地壳三维结构特征与震源机制

海城地震后，许多学者对海城震区地壳结构曾做过较多研究，尤其是用人工地壳测深方法（卢造勋等，1991），天然地震转换波方法（赵国敏等，1995）等，对海城震区地壳二维结构特征进行研究，从地壳深部认识海城地震的孕育和发生机制。本文提出的海城震区地壳三维结构的研究，采用美国加州理工学院赵大鹏开发的一种新的地震波速图像研究方法和软件（Arkire et al.，1991），辽宁地震台网观测的地震资料和数据，得出图 4—21 和图 4—22 地震波速三维速度结构层析成像结果，研究海城震区地壳三维结构特征，讨论地震的孕育和发生机制。

从海城震区地壳三维速度结构的分布，可以看出在地壳 2km 处介质的 P 波速度相对其周围介质速度高。地壳 9 km 处介质的 P 波速度相对其周围和上层介质速度均高，其速度值为 6.12～6.20 km/s。地壳 17 km 处介质的 P 波速度相对周围和上层介质的速度都低，其速度值为 6.10～6.15 km/s。地壳 26 km 处介质的 P 波速度相对其周围介质速度低，而相对上层介质的速度高，其速度为 6.35～6.63 km/s。上地幔 35 km 处介质的 P 波速度相对周围介质的速度低，但相对上层介质的速度高，其速度为 7.60～7.76 km/s。在海城震区地壳深部 35 km 处，也就是 M 面附近，正常情况下介质的速度应为 8.10～8.20 km/s。

总之，海城震区地壳三维速度结构，表明了在中地壳 17～25 km 之间，相对上、下层及

其周围存在着低速异常介质体，在 26～35 km 相对周围存在着低速异常介质。因此，海城震区地壳三维结构表现了各向异性特征，具体解释如下：

1）海城震区在地壳 17～25 km 之间的中地壳存在有低速体见图 4—23。据卢造勋等人编绘的地学断面（卢造勋等，1992）给出的资料表明，该低速体的介质密度 $\rho=0.809$。而且是一个温度值高达 550℃左右的异常温度体，该介质体可能是一个局部熔融的花岗质岩石。这种介质状态不利于地应力的集中，从而导致了上地壳形成了一个高强度地应力集中的震源体，海城 7.3 级地震正发生在此震源体中。

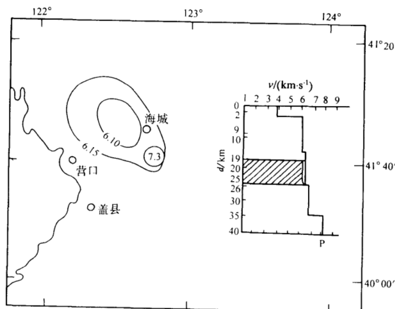


图 4—23　海城震区地壳介质低速体分布

2）经对海城地震序列中 $M_L>4.0$ 级的 5 个前震和 18 个余震，进行地震破裂机制求解（李荣安等，1985），得出的地震破裂面展布方向，北东向破裂的有 10 个，北西向破裂的有 13 个。这也表明海城震区上地壳中的震源体是个断裂构造交错复杂的各向异性结构。

3）一般概念认为下地壳是由少变动岩石组成。但是，从海城震区下地壳 26 km 和上地幔 35 km 的 P 波速度图上看，其 P 波速度相对周围的介质速度都低。这表明海城震区的下地壳和上地幔的岩石介质出现了变化，这可能是来自软流圈的热熔物质，沿深断裂上涌的结果。从人工地壳测深结果，发现海城震区上地幔存在着局部凸起，这种现象也可能与软流圈内热熔物质上侵有关系见图（4—24）。

结论

1）海城震区地壳介质三维结构特征，表现了明显的各向异性，在中地壳内存在有低速体，其介质状态不利于地应力的集中，致使上地壳中形成了一个地应力高强度集中的震源体，该震源体孕育和发生了海城 7.3 级地震。

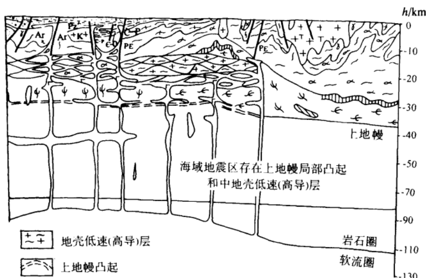


图 4—24　海城震区上地幔局部凸起和中地壳低速层的位置

(据卢造勋,1993)

2) 这个上地壳中的震源体,具有断裂构造交错复杂的各向异性结构。致使地震孕育过程,在断裂的交叉点、拐点和端点上造成了多个地应力集中点。因此,发生了一个双向构造活动的震群型地震。

3) 对海城地震孕育和发生的力源讨论。以地壳动力学的观点。对这样一个板内地震的力源认识,多数研究成果认为力源来自太平洋板块对欧亚大陆板块的挤压,这种认识可信。但是,这次研究成果认为还有另一种力源,即是来自软流圈高温、高压的热熔融物质上涌,造成了海城震区上地幔的局部凸起和中地壳低速(高导)体的出现,致使上地壳震源体地应力的高强度集中。这种力源也是存在的。

4.3　对地质构造的探讨

4.3.1　断裂展布、规模、格架

郯庐断裂带重磁场特征揭示了它是中国东部一条巨型断裂(魏斯禹等,1984),总体上呈北北东走向。它北越黑龙江,南到长江绵延 2400 多 km。北延段由依兰-伊通断裂,沈阳-哈尔滨断裂、敦化-密山和孙吴-双辽等断裂组成。它们南延收敛于沈阳附近并沿下辽河直接插入渤海东部,越海从莱州湾登陆进入鲁中沂沭河谷流域。由昌邑-嘉山断裂、安丘-池河断裂、沂水-石门山断裂和郚郚—五河断裂四条主干断裂组成郯庐断裂的主段——沂沭断裂带(国家地震局地质所,1987)。它北宽南窄组成两堑夹一垒的构造形态。断裂带往南主干断裂规模逐渐变小并由堑垒构造过渡成单断形式,从庐江往西南沿大别山东南麓越宿松终止于湖

北的广济。

4.3.2 深部结构

航磁资料研究结果和断裂带呈现的规模宏大的布格重力异常梯级带，以及 GGT 多条地学剖面等都揭示了郯庐断裂带切穿莫霍面深达上地幔，并作为中国重要的区域构造分界断裂，它切割了吉黑地块、华北地块、秦岭造山带和下扬子地块。HQ-13 地学剖面揭示郯庐断裂带地表近直立向深部东倾。是地壳深部岩浆熔融物质上涌的通道。

4.3.3 运动学特征

北北东向郯庐断裂带把中国东部区域重磁场一分为二。断裂带东侧异常轴向以北东向为主。西侧以北西和北北西向为主。从北到南断裂东侧分布的敦化-密山断裂、五莲-青岛断裂、新沂-赣榆-石岛断裂、宿迁-连云港断裂和盱眙-淮阳断裂为郯庐断裂左旋平移导致的地壳变形消减带。区域重磁异常形态的展布呈现出郯庐断裂带两侧地质块体以左旋平移运动方式为主特征。郯庐断裂带西侧新集重力低、宿县重力低和方城重力低等、它们的异常轴向由东西向或北西向在靠近郯庐断裂时转向北东向显示西盘向南滑移运动方式。东侧北东向五莲-青岛重力梯级带，盱眙-淮阳重力梯级带，胶东南升高航磁异常轴向靠近郯庐断裂收敛合并。断裂带内部郯城重力低，成岗重力高、宿迁重力低等局部重力异常的圈闭组成北北东向的斜列，表示了郯庐断裂左旋扭动导致的拖曳构造形迹特征。鲁南地壳测深结果认为东侧两条断裂沿地壳滑脱带相对深构造向西滑动 6 km，揭示扬子地块相对北移(张碧秀，1988)。HQ-13 地学剖面同样揭示了断裂带地表近直立向地壳深部东倾，在双沟推覆带内形成的一系列平行逆掩断片。它们随着向深部延伸而断面渐次变缓，并最终收敛消失于同一近水平的主构造滑脱面，在剖面上形成"犁式"断裂系。说明了华北、扬子两地块拼合时强烈挤压导致夹于其间的胶南地块产生剧烈褶皱变质变形，形成华北、胶南、下扬子三者在剖面上呈现逐次自西向东一个推覆于另一个之上的结构(陈沪生，1993)，即扬子地块自南东向华北地块楔入运动。胶南地块北界断裂——五莲-青岛断裂重力梯级带偏离出露的三相家-郝官庄断裂东南侧 1～3 km(图 4—25)。区域航磁资料化极上延 10 km、20 km 高度时，该断裂带磁异常梯级带依次向南东方向偏离，揭示五莲-青岛断裂是南东倾向特征(霍光辉，1993)。带状和串珠状的黄海布格重力异常高值带以及其异常两侧的规模宏大的梯级带揭示新沂-赣榆-石岛断裂北倾，宿迁-连云港-黄海断裂南倾特征(霍光辉，1993)，这是由于郯庐断裂左旋平移运动切割秦岭造山带，扬子地块相对向北推移导致胶南地块遭受地壳变形、缩短隆升的结果。

郯庐断裂两侧区域重磁资料显示出，大别地块与胶南地块同属重力低磁力高，合肥凹陷与胶莱凹陷同属重力高磁力低，蚌埠凸起与胶西北凸起同属重力低磁力高，它们按序有规律分布。物性资料表明：胶南群下部岩石密度值为 2.65～2.72 g/cm^3 与大别群岩石密度 2.68～2.75 g/cm^3 相近，胶南群上部岩石平均密度为 2.68 g/cm^3 与红安群岩石密度 2.65 g/cm^3 其物性差别甚微，而两地块中生代燕山期花岗岩同为强磁性、低密度。无论在岩石、地层、构造和地球物理方面，胶南地块与大别地块有很多相似之处，它们都应为秦岭造山带的成分。五莲-青岛断裂的布格重力异常梯级带的规模强度都比郯庐梯级带大又强(图 4—25)。它同时也是区域重、磁异常正负场值分区的明显界线(图 4—26)，充分显示出五莲-青岛断裂是区域大地构造分区的边界大断裂特征，为其胶南地块北界边界断裂。



图 4—25　鲁东及黄海局部布格重力异常图

1—布格重力零值线；2—布格重力异常正异常；3—布格重力负异常

胶南地块隔郯庐断裂带与大别地块遥相对应，这是由于郯庐断裂左旋平移运动错切秦岭造山带，扬子地块相对向北推移导致胶南地块变形北移，以及地壳遭受强烈缩短抬升和长期剥蚀。郯庐断裂带东侧的五莲-青岛断裂与西侧桐柏-晓天断裂无论是地球物理场特征还是区域地质构造特征都具有很多的相似之处，它们是胶南地块和大别地块北界断裂。同样，南界北倾的大悟浠水断裂（钱熊虎，1990）与胶南地块南界的盱眙-淮阴断裂相对应，从而圈

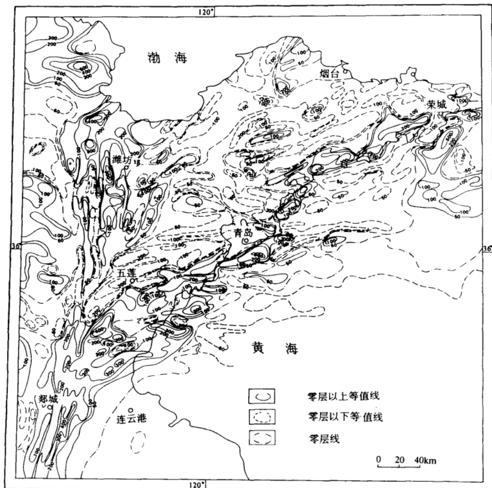


图 4—26 鲁东及黄海局部航磁 ΔT 异常图

1—航磁正异常；2—航磁零等值线；3—航磁负异常

定了郯庐断裂带两侧相似的地块之南北界线的范围。通过宏观与微观等诸多地学方面对比研究，可以得到郯庐断裂两侧可对比地质体的大别与胶南地块现今分布距离最大为 520 km。为进一步确定郯庐断裂平移幅度提供依据，对揭示郯庐断裂的生成、演化及地质发展的控制作用，研究重点矿产分布规律及地震灾害预报具有重要的实际意义和社会效益。

4.4 郯庐断裂带地温场特征

4.4.1 郯庐断裂带地温场特征

大地热流是地球热状态的一项物理量，也是研究区域地温场的基本参数。它反映了区域的地热状态和地质构造背景，尤其对研究区域地质构造的发展、深部地壳结构的特征具有重要意义。

大地热流又称为热流密度，其物理意义是地球内部热以传导方式在单位面积和单位时间内通过地表向太空散发的热量。它的数学表达式写作：

$$q=-k\frac{\mathrm{d}T}{\mathrm{d}h}$$

式中：q 为地表热流量(单位 $\mathrm{mW/m^2}$)；k 为岩石热导率($\mathrm{W/m\cdot K}$)；$\frac{\mathrm{d}T}{\mathrm{d}h}$为地温梯度(K/km)，"—"号表示地温梯度增温方向垂直指向地心，与热流传导方向相反。一般而言，钻孔中相应井段的地温梯度与岩石热导率的乘积即为该井段的热流值，在同一钻孔中它应是一个常数，就代表该地点的大地热流值。自 20 世纪 70 年代全球构造，特别是板块构造理论的兴起，热流测量和研究受到越来越多的地球物理学家和地质学家的重视，它实际已成为板块学说的支柱之一。研究结果表明，在板块边缘，洋脊扩张带和碰撞带都具有高热流值，板块内部热流值则与全球平均值(63 $\mathrm{mW/m^2}$)相一致。实际上在大陆内的构造活动区也具有较高的热流值。热流值是表示构造带活动性一项重要的地球物理量。

1) 在郯庐断裂带及邻区进行过热流测量和研究的学者有：汪集旸(汪集旸等，1990)、黄少鹏、王钧(王钧等，1990)、黄尚瑶、王良书(王良书等，1989)、施央申、赵剑畏[1]、刘昌铨、陈沪生(陈沪生等，1993)、周雪清等。本书将以上文献中位于东经 115°～121°，北纬 30°～40°范围内的测量点——郯庐断裂带及邻区内的热流数据原引于表 4—1—3。

2) 根据表 4—1～3 热流值数据，编制了郯庐断裂带及其相邻地区大地热流值测点及剖面位置图(图 4—27)及热流值图(图 4—28)。图 4—28 采用计算机成图法，较直观表示了郯庐断裂带及其邻区平面热流分布特征。从图中可以清楚看到，从山东潍坊、郯城至安徽合肥、庐江一线存在一条北北东走向的梯度递变带，与郯庐断裂带部位相吻合。递变带之西分布着一串不同数值的圈闭线。其特点是中段为一个哑铃形的 50 $\mathrm{mW/m^2}$ 低值区，它构成了本区中段的主体。其南出现了一个等值线较密的高密度区，这是由局部热异常所引起地下热水沿局部通道上升造成的，北端也有不太明显的高密度区，反映了华北盆地北缘的热异常。这两个高值区均不是由岩层传导形成的区域高热流的反映。在梯度递变带以东，则表现为较开阔、舒缓的高于 70 $\mathrm{mW/m^2}$ 的中高值区，它反映了东部区域的地温状态。

3) 将表 4—1～3 全部热流值数据整理编制成频度分布直方图(见图 4—29)，在图中划分出三种曲线：①靠近断裂带的位于东经 116°～121°、北纬 30°～39°小范围数据曲线。②位于东经 115°～121°、北纬 30°～40°大范围数据曲线。③包括未标出测点经纬度位置的全部数据曲线。三种频度分布曲线特征，除数据的多少不同外，分布基本一致，略有差异。共同点是都以 50～80 $\mathrm{mW/m^2}$ 四个组频度分布最高；不同点是第 1 种曲线略显左型，即 50 $\mathrm{mW/m^2}$ 组频度最高，为 15 个；第二种曲线略显右型，即 70$\mathrm{mW/m^2}$ 组稍高，为 17 个；第三种曲线数据个数明显增多，仍显右型，高值组 70 $\mathrm{mW/m^2}$ 频度最高为 31 个。三种曲线平均值依次为 70.53 $\mathrm{mW/m^2}$、72.22 $\mathrm{mW/m^2}$、72.02 $\mathrm{mW/m^2}$，第三种曲线按实际热流密度计算平均值为 67.67 $\mathrm{mW/m^2}$，与中国大陆及东部热流频度分布(表现为左型)(正态分布)均不相同，且高于后二项平均值(66 $\mathrm{mW/m^2}$)(60 $\mathrm{mW/m^2}$)，也高于全球平均值(63 $\mathrm{mW/m^2}$)。以上表明郯庐

[1] 许家法、赵剑畏等，江苏省地热资源分布规律及远景预测研究报告，1991。

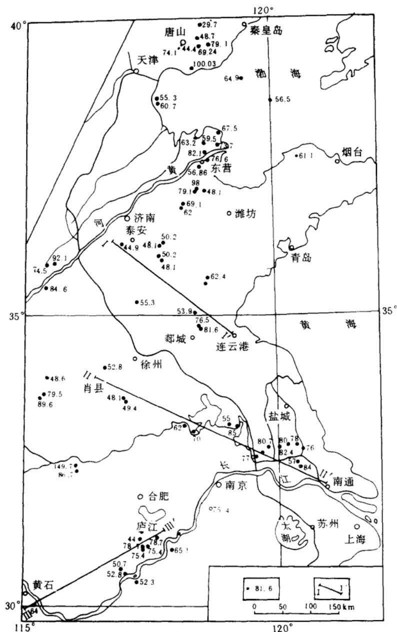


图 4—27　郯庐断裂带及相邻地区大地热流值测点及剖面位置图

1—热流值；2—剖面线

断裂带及邻区热流值总体比华东及中国大陆平均值要高。

4）在本区域热流整体数据频度分析基础上，又按郯庐断裂带不同位置作出分段频度图，如图 4—30。断裂带西侧数据（两种经纬度范围）的曲线均为左型，即低值组数据数目高于高值组，总平均值 55.35 mW/m^2。断裂带内数据分布为弱双峰型，（这一现象似乎不正常，

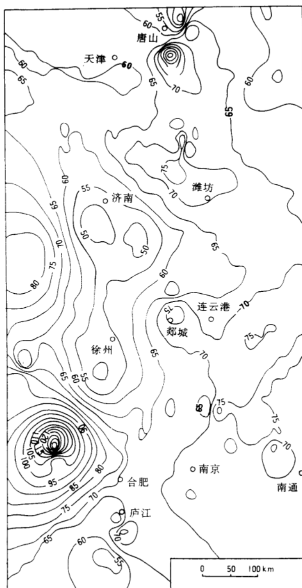


图 4—28 郯庐断裂带及邻区热流值图

可能由于几个异常的低值造成的)，平均值为 62.64 mW/m²，接近于全球平均值(如排除异常的低值影响，即高于全球平均值)。断裂带东侧数据分布呈右型，平均值为 67.78 mW/m²，明显高于全球平均值。

表 4—1 郯庐断裂带邻区大地热流值一览表

序 号	位 置	东 经	北 纬	深度范围 m	地温梯度 ℃·km⁻¹	热导率 W·(m·K)⁻¹	热流值 mW·m⁻²
01	河南鹿县	115°12′	33°55′	1100～2280	32.8	3.28	48.6
02	河南濮阳	115°15′	33°39′	2200～3134	35.1	2.55	89.6
03	河南濮阳	115°17′	33°41′	4400～5000	27.0	2.95	79.5
04	山东菏泽	115°18′	35°24′	3200～4240	35.8	2.39	84.6
05	湖北蕲春	115°21′	30°02′				64
06	河南范县	115°29′	35°47′	1470～2650	20.0	3.73	74.5
07	河南范县	115°30′	35°47′	1600～1845	19.6	4.70	92.1
08	安徽霍丘	115°58′	33°28′	200～540	39.5	3.79	149.7
09	安徽霍山	116°00′	32°18′	180～480	22.20±2.22	3.91±0.36	86.7
10	安徽肖县	116°36′	34°10′	464～694	23.27±0.04	2.27±0.03	52.8
11	安徽濉溪	116°53′	33°39′	600～900	19.6±0.8	2.51	49.4
12	安徽濉溪	116°53′	33°43′	505～605	19.1±0.4	2.51	48.1
13	安徽安庆	116°56′	30°37′	400～780	20.1±0.2	2.51	52.8
14	安徽安庆	116°58′	30°38′	200～530	17.3±0.2	2.93	50.7
15	安徽贵池	117°14′	30°26′	100～290	19.2±0.2	2.72±0.13	52.3
16	安徽庐江	117°15′	31°09′	150～440	15.89±0.35	2.78±0.14	44.0
17	安徽庐江	117°19′	31°00′	100～308	41.14±0.27	1.91±0.07	78.4
18	安徽庐江	117°19′	31°00′	134～229	36.40±0.52	2.07±0.11	75.4
19	安徽庐江	117°22′	31°01′	100～308	41.2±2.7	1.91±0.07	78.7
20	安徽庐江	117°23′	31°01′	134～229	38.4±0.5	2.07±0.11	75.4
21	黄骅凹陷	117°32′	38°42′	1900～2100	33.5	1.66	55.3
22	黄骅凹陷	117°33′	38°36′	2697～3020	33.7	1.80	60.7
23	黄骅凹陷	117°35′	38°36′	2700～3000	33.7	1.80	60.7
24	山东莱芜	117°39′	36°10′	180～210	20.0	2.42	48.1
25	山东新汶	117°40′	35°52′	645～735	16.37±0.28	2.95±0.17	48.1
26	山东莱芜	117°41′	36°13′	320～390	21.0	2.39	50.2
27	安徽铜陵	117°49′	30°52′	406～644	20.9±0.1	3.14±0.13	65.1
28	山东淄博	118°07′	36°48′	110～210	22.0	2.81	62.0
29	山东金岭	118°11′	36°49′	200～240	28.0	2.30	69.1
30	河北唐山	118°08′	39°32′	380～440	20.0	3.70	74.1
31	河北唐山	118°09′	39°33′	380～450	11.7	4.18	44.4
32	苏北盆地	118°18′	32°59′	1040～1300			70.0
33	苏北盆地	118°18′	33°03′	1950～2310			62.0
34	黄骅凹陷	118°20′	39°12′	2100～2800	35.43	3.26	100.03

续表

序号	位置	东经	北纬	深度范围 m	地温梯度 ℃·km⁻¹	热导率 W·(m·K)⁻¹	热流值 mW·m⁻²
35	济阳凹陷	118°22′	37°06′	1525～1555	53.5	1.47	79.1
36	济阳凹陷	118°24′	37°15′	1440～1520	30.6	3.33	98.0
37	河北丰南	118°24′	39°32′	260～370			69.24
38	河北唐山	118°25′	39°43′	450～650	15.0	3.23	48.6
39	山东垦利	118°25′	37°57′	1810～1835	36.0	1.75	63.2
40	河北滦县	118°30′	39°49′	130～348	11.7	2.52	29.7
41	济阳凹陷	118°31′	37°32′	4345～4900 3600～4300	22.0	2.60	57.4 56.6 >56.86
42	济阳凹陷	118°32′	37°45′	1520～1642	57.4	1.42	82.1
43	济阳凹陷	118°32′	37°52′	2510～2705	42.0	1.41	59.5
44	济阳凹陷	118°33′	37°33′	1700～2000	40.5	1.89	76.6
45	山东沂南	118°37′	35°40′	100～300	24.5	2.81	62.4
46	济阳凹陷	118°37′	37°34′	110～290	23.0±0.4	2.09	48.1
47	安徽马鞍山	118°42′	31°40′	1714～1914	28.2	2.68	75.4
48	河北滦县	118°43′	39°38′	400～600	30.5	2.62	79.1
49	济阳凹陷	118°48′	37°51′	2239～2391	19.0	3.89	73.7
50	济阳凹陷	118°52′	38°04′	2906～3620	29.3	2.29	68.0
51	苏北盆地	119°05′	33°07′	2290～3180			55
52	苏北盆地	119°14′	33°05′	2300～2500			85
53	渤中凹陷	119°23′	38°59′	3285～3870	21.8	3.01	64.9
54	苏北盆地	119°35′	32°34′	1600～2600			53.0
55	苏北盆地	119°36′	32°34′	1500～2100			76.9
56	苏北盆地	119°36′	32°37′	3060～4285			77.0
57	苏北盆地	119°44′	32°40′	2879～3200			80.7
58	苏北盆地	119°59′	32°44′	3000～3450			82.4
59	渤中凹陷	120°04′	38°33′	2830～3563	30.5	1.85	56.5
60	苏北盆地	120°14′	32°45′	2813～3260			80.0
61	苏北盆地	120°22′	32°22′	1552～1833			84.0
62	苏北盆地	120°23′	32°25′	2700～3100			57.0
63	苏北盆地	120°26′	32°45′	2198～2299			78.0
64	苏北盆地	120°28′	32°41′	2351～2430			76.0
65	山东黄县	120°28′	37°39′	403～548	49.2	1.29	61.1

据汪集旸、黄少鹏，中国大陆地区大地热流数据汇编(第二版)，1990。

表 4—2　郯庐断裂带及邻区大地热流值数据表

序　号	构造部位	东　经	北　纬	深度范围 m	地温梯度 ℃·km⁻¹	热导率 W·(m·K)⁻¹	热流值 mW·m⁻²
01	郯庐断裂带	118°20′	35°04′	180～240	15.9	3.387	53.9
02	郯庐断裂带	118°21′	34°49′	200～620	22.0	3.475	76.5
03	郯庐断裂带	118°23′	34°46′	220～270	33.4	2.443	81.6
04	郯庐断裂带	118°31′	35°30′	100～300	24.5	2.810	62.4
05	鲁西地块	117°40′	35°52′	645～735	16.4	2.950	48.1
06	鲁西地块	117°35′	35°56′	320～390	21.0	2.390	50.2
07	鲁西地块	116°46′	36°16′	125～225	17.5	2.560	44.9
08	鲁西地块	117°09′	35°12′	105～505	18.5	2.990	55.3

据马杏垣、刘昌铨等，江苏响水至内蒙古满都拉地学断面图说明书，1991。

表 4—3　郯庐断裂带东侧江苏地区大地热流值数据表

序号	原　号	构造部位	热流值 mW·m⁻²	序号	原　号	构造部位	热流值 mW·m⁻²
01	苏 129	泰州低凸起	78.0	23	真 2	高邮凹陷	57.0
02	苏 170	泰州低凸起	81.0	24	真 18	高邮凹陷	65.2
03	苏 103	泰州低凸起	70.9	25	真 86	高邮凹陷	77.6
04	苏 111	泰州低凸起	68.0	26	许古 1	高邮凹陷	73.0
05	安 3	泰州低凸起	78.3	27	苏 136	高邮凹陷	65.5
06	苏 73	溱潼凹陷	62.2	28	闵 4	高邮凹陷	59.0
07	苏 39	溱潼凹陷	52.9	29	东 66	金湖凹陷	71.0
08	苏 169	吴堡低凸起	83.0	30	河参 1	金湖凹陷	64.1
09	周 4	吴堡低凸起	60.0	31	天深 3	金湖凹陷	59.0
10	周 20	吴堡低凸起	81.0	32	苏 160	洪泽凹陷	79.4
11	镇 4	吴堡低凸起	76.0	33	苏 176	洪泽凹陷	64.0
12	获 7	吴堡低凸起	70.0	34	苏 166	洪泽凹陷	73.0
13	苏 151	海安凹陷	67.0	35	苏 80	涟水凹陷	62.0
14	海参 1	海安凹陷	73.0	36	YR_2	圩中凸起	63.4
15	苏 88	海安凹陷	62.0	37	苏参 1	盐城凹陷	38.0
16	安 1	海安凹陷	76.0	38	二毛-1	苏南隆起	41.9
17	安 2	海安凹陷	63.0	39	金 22	苏南隆起	54.3
18	闵 8	高邮凹陷	60.0	40	N-1	苏南隆起	56.2
19	富 7	高邮凹陷	80.7	41	句参 1	苏南隆起	56.2
20	唐 2	高邮凹陷	82.6	42	苏 108	苏南隆起	74.7
21	黄 9	高邮凹陷	55.0	43	苏 133	苏南隆起	69.3
22	黄 12	高邮凹陷	55.0	44	宜兴园田	苏南隆起	60.1

据许家法、赵剑锟，江苏省地热资源分布规律及远景预测研究报告，1991。

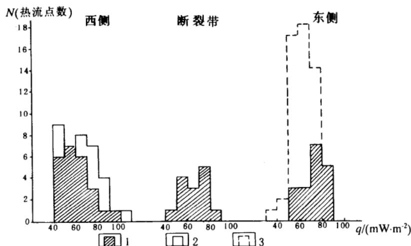


图 4—29 郯庐断裂带及邻区热流值频度直方图

1—东经 116°～121°、北纬 30°～39°区域内热流值；2—东经 115°～121°、北纬 30°～40°区域内热流值；3—未说明经纬度测点热流值

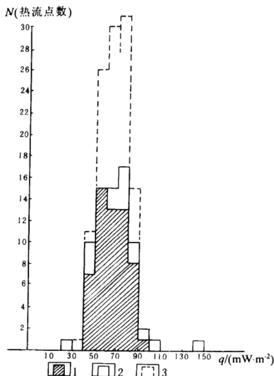


图 4—30 郯庐断裂带及邻区热流值频度直方图

1—东经 116°～121°、北纬 30°～39°区域内热流值；2—东经 115°～121°、北纬 30°～40°区域内热流值；3—未说明经纬度测点热流值

5）穿越郯庐断裂带截取三条热流剖面，见图 4—27 和图 4—31。从图 4—31 可以看出，从郯庐断裂带西侧一断裂主带至断裂带东侧，热流总体呈现升高趋势，由于存在个别低值点，热流曲线表现为跳跃的折线型，不是圆滑上升，Ⅰ—Ⅰ′曲线为逐步上升型，Ⅱ—Ⅱ′曲线呈台阶状突升型，Ⅲ—Ⅲ′曲线为先下降再突升型。

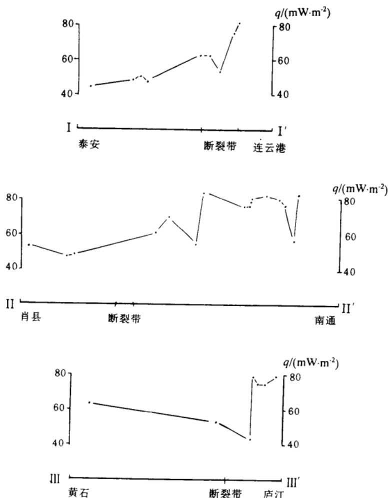


图 4—31　郯庐断裂带热流值剖面图

通过以上图件及热流值分析得出郯庐断裂带及两侧地温场，从总体上热流值平均值高于全球平均值。断裂带本身平均值接近或高于全球平均值，断裂带东侧则明显高于西侧，高出比例达 22.45%。

6）大地热流值的高低取决于其两项因子——岩石热导率和地温梯度。本区域虽热流数据不少，但地温梯度测值浅部较多，深部较少，岩石热导率大部分为平均值，未注明其岩性和

地层，因此不便作普遍对比分析，只能概略地给予比较和阐述。在岩层岩性较单一的地区，地温梯度起决定性作用，而在地层、岩性变化较大的区域，这两项因子作用都很重要。郯庐断裂带及邻区当属后一种情况。在研究区内，热流值较低的西侧(鲁西地块及淮北一带)，岩石热导率平均一般在2.5～2.7 W/m·K左右，地温梯度则较低，仅为18.35 ℃/km。而在断裂带及东侧苏北盆地，岩石热导率在2.428～3.026 W/m·K之间，地温梯度普遍较高在23.95～30.36 ℃/km之间。由此看出，断裂带西侧岩石热导率和地温梯度都较低，而东侧及断裂带本身两项因子数值都较高。

7）通常认为，地表热流内包括了由深部地幔热流及地壳含放射性元素地层放射性生热产生的热流两部分，Birch等人(1968)对这两部分热流对地表热流的贡献的关系提出以线性方程表示：

$$q = q_0 + DA$$ (莫·伊·谢延科等，1990)

式中：q是地表热流；q_0为地幔热流；D为地壳中含放射性元素岩层视厚度；A为岩石放射性热产率(单位$\mu W/m^3$)。根据断裂带及邻区岩层平均放射性热产率及厚度计算结果表明地幔热流在郯庐断裂带为52.8 mW/m^2，郯庐断裂带——盱眙段为46.92 mW/m^2，占69%，断裂带——扬州段为38.2 mW/m^2，占55%～69%，明显高于大陆平均值48%(陈沪生等，1993)，地幔热流值在地表热流值中所占比值高表明该区域地壳厚度小，莫霍面相应上隆，埋藏较浅所致。

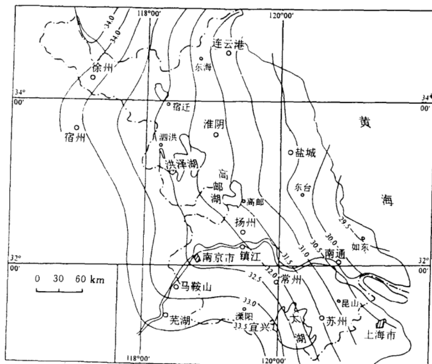


图4—32 江苏地壳厚度等值线图

(单位为km)

4.4.2 讨论

郯庐断裂带及邻区的地温场特征，基本反映了断裂带两侧地壳结构的变化。

1. 地震测深

国家地震局物探队测制的地震折射测深剖面结果表明，郯庐断裂带西侧鲁西地块下地壳上部记录到反映中地壳底界面的 Pc_2 反射波而在断裂带是（苏北-胶南地块）没有观测到 Pc_2 震相，反映了郯庐断裂带东、西两侧地壳结构存在明显差异。根据地震二维非均匀速度结构模型，在江苏响水—内蒙古满都拉地学断面中，各构造单元地壳结构划分为上、中、下三层。郯庐断裂带两侧地壳结构有明显不同，在断裂带范围内，中、下地壳内的低速层及其厚度有明显变化，中地壳下部和下地壳加厚，下地壳包括莫霍面有挠曲隆起，隆起高点偏向断裂带西侧。大致在近断裂带东侧的下地壳有低速异常体。大地电磁测深解释结果表明，在 60～80 km 深的上地幔内有低电阻层分布，隆起的范围大致亦偏向断裂带西侧。中地壳在断裂带西侧深度为 13 km，东侧为 18 km。

2. 莫霍面及居里面埋深

根据江苏省地矿局物化探大队编制的"江苏地壳厚度等值线图[❶] 分析（图 4—32），江苏省莫霍面总体东高西低，最高在如高—东台一线，为 29.5 km，最低在徐州—山东枣庄一带，为 34 km。莫霍面等值线在江苏东南部为近南北—北北西—北西向，在江苏省西部，西北部

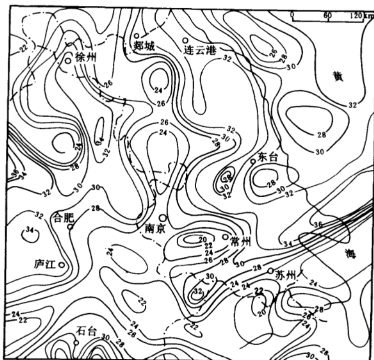


图 4—33 江苏省及邻区居里温度埋深图

1—居里温度等温线，单位为 km

❶ 许家法、赵剑畏，江苏省地热资源分布规律及远景预测研究报告，1991。

则由近南北向转向北东向，在徐州附近基本与郯庐断裂带平行。

从华东石油局（1986年）编制的居里面（温度）埋深图[1]（图4—33）表明，江苏省居里等温面（560℃）埋深多在20～34 km，郯城—铜陵以西存在一条埋深梯度带，其西侧为埋深大于30 km带，东侧有串珠状分布的小于28 km浅埋深带，再向东又呈现逐渐加深趋势。

综前所述，郯庐断裂带是一条深切地壳的断裂带，导致深部地幔物质沿断裂带上涌，地壳厚度减薄，形成浅部地热异常带及高热流值递变带沿断裂带分布的特征。郯庐断裂带两侧地壳结构有明显差异，地壳厚度东侧小于西侧，进而导致断裂带东侧热流值普遍高于断裂带西侧，且为面状分布无明显陡变递度带出现，从而指出在郯庐断裂带东侧近水平的滑移面分布，其滑移面是上地壳物质从其下的物质拆离出来的一种方式。

[1] 许家法、赵剑畏，江苏省地热资源分布规律及远景预测研究报告，1991。

第五章　郯庐断裂带两侧地块的构造转动变形

5.1 引　　言

郯城-庐江断裂带是我国东部一条著名的对构造运动有显著影响的断裂带。自 20 世纪 60 年代徐嘉炜提出郯庐断裂带存在巨大左行平移以来，已引起地学界的极大兴趣，并开展了广泛的深入研究。目前，多数学者认为郯庐断裂带是一条左旋平移断裂带，但对其平移的时间、平移的距离及其运动方式一直有争议。

80 年代以来，一些学者开始从古地磁学研究的角度，对郯庐断裂带进行探讨。1980 年程国良等对辽南复县和皖北宿县地区早寒武纪地层，以及鲁西蒙阴、皖西霍山和胶东南五莲地区侏罗系地层的古地磁研究，提出郯庐断裂带东侧早寒武纪以来，地壳一直比较稳定，而西侧地区自早寒武纪以来向南平移了约 700 km，考虑到其统计误差，平均最小平移幅度亦为 100 km。

1986 年库尔提约（V. Courtillot 等，1986）在讨论林金录的中、新生代的古地磁数据结果时，为使中国与欧亚大陆的古磁极重合，认为一种可能的解是在郯庐断裂带两侧相对左行平移了 1300 km。

1989 年商玉强从地层组合、构造型相、基底变质时期和地质发展史等提出，胶东鲁西存在明显差异，认为胶东地块是一经过长距离漂移搬运的外来地体，其新元古代古纬度为 3.16°S，晚侏罗世为 18.5°N，早白垩世为 34.92°N，说明在晚侏罗世末期，胶东地体才与鲁西地块相撞并拼贴在一起。

与程国良的结果相似，他们的结果得出，从新元古代到早白垩世，胶东地块逆时钟旋转了 90.1°，而鲁西从早寒武世到早白垩世顺时钟旋转了 60°左右。

内村英雄与中科院合作，在我国东北辽宁本溪和黑龙江七台河地区对早白垩世到中侏罗世地层进行了古地磁研究。其中，本溪地区晚白垩世古纬度基本与现纬度相同，七台河地区 J—K 的古纬度比现纬度稍靠北，但考虑到测量结果的误差，这种差别可以不计。另外其结果反映郯庐断裂带东侧的本溪地区存在顺时钟转动，而七台河地区则与之相反，为逆时钟转动。

朱志文（1993）在辽宁和山东省的郯庐断裂带东西两侧采样的古地磁结果显示，从晚侏罗世以来，认为郯庐断裂带东侧辽宁的新宾和山东的诸城至少分别北移了 2°和 7.6°纬度，郯庐断裂带西侧辽宁的义县和山东的蒙阴地区则水平移动很小，即辽宁新宾相对辽西北移了 7.4°±15.9°，而山东诸城相对蒙阴地区北移了 6.5°±8.1°，平均郯庐断裂带晚侏罗世以来左旋平移了 700 多 km，并认为渤海湾以北郯庐断裂带相对南半部顺时钟转动了约 20°。

1990 年，笔者在研究中国华南地块古地磁结果的同时，利用中国到当时为止可以利用

的所有古地磁资料给出了与恩坎(R. J. Enkin)等类似的中国华南地块、华北地块和塔里木地块晚二叠世以来的视极移曲线,同时与贝斯(J. Besse)的欧亚视极移曲线进行了对比。从华南、华北和塔里木三个地块晚二叠世以来的视极移曲线可以看出,晚二叠世时,三个地块是彼此相互分离的,且当时均不属于稳定的欧亚大陆,华南与华北地块均处于低纬度地区,考虑到古地磁的误差,华南与华北地块晚二叠世时其东部可能已接触或相邻近,向西,两地块存在 60°~70°的交角,大约从晚三叠世以后,两地块相对位置发生了急剧的变化,在向北移动的过程中,华南地块发生顺时钟转动。大约到中侏罗世,两地块相互贴合在一起,白垩纪时,中国华南、华北和塔里木地块相互间及其与欧亚大陆间已大致形成目前的构造格局,但华南与华北地块仍比现今平均偏南 3°~4°,整个中国越向西越比现今纬度偏低。从早白垩世到晚白垩世,中国各主要地块随欧亚大陆一起在调整,并同时做轻微的顺时钟转动,逐步达到现今的位置。

从已有的结果看,郯庐断裂带东西两侧不存在明显地大规模地左行平移,只是大约从中侏罗世以来,郯庐断裂带东侧普遍表现出顺时钟旋转的趋势。

本书主要是探讨侏罗纪以来郯庐断裂带两侧华南、华北地块相对运动的时空关系,以及其邻区的相应转动变形,为研究该区域的构造运动提供一个独立的约束。

5.2 地质背景和古地磁采样

华南地块和华北地块是中国东部的两大地块稳定区,两个地块在基底组成、古生物区系、岩相古地理和构造运动发展史等方面都存在着显著的差异。其间的秦岭大别山被认为是两地块的接合带。近年来,根据秦岭大别山造山带内榴辉岩、蓝片岩、柯石英及微粒金刚石等与苏北胶南带内的可对比性以及地质构造等许多方面的相似性,认为苏北胶南带为秦岭大别山造山带在郯庐断裂带东侧的延续(徐嘉炜等,1987;任纪舜等,1991)。该带以北为华北地块,以南为华南地块。如此,郯庐断裂带中南段则与秦岭-大别山和苏北胶南带一样,同为华南与华北地块间的边缘分界。

古地磁采样在郯庐断裂带两侧的中、新生代盆地中进行。它们是东侧的莱阳、庐枞与怀宁盆地;西侧的蒙阴,六安盆地。所涉及的地层时代为中三叠世至早白垩世。这一时期的沉积物主要为河湖相的复陆屑建造,其次为陆相火山碎屑岩建造。其样品所在层位及主要岩性如下:

莱阳盆地:白垩系下统莱阳组(K_1l),岩性以黄灰、青灰为主的杂色砂岩、细砂岩和粉砂岩。

庐枞盆地:侏罗系下统磨山组(J_1m),主要岩性为黄绿色长石石英砂岩;侏罗系上统龙门院组(J_3l),紫红色粉砂岩;上统砖桥组(J_3zh),紫红色、灰绿色凝灰质砂岩、粉砂岩。

怀宁盆地:三叠系中统铜头尖组(T_2t),岩性为紫红色粉砂岩;上统拉犁尖组(T_3l)杂色砂岩细砂岩;侏罗系下统磨山组(J_1m),长石石英砂岩;中统罗岭组(J_2l),灰绿色砂岩、粉砂岩。

蒙阴盆地:白垩系下统分水岭组(K_1f)为灰绿色、紫红色砂岩。

六安盆地:侏罗系中统周公山组(J_2zh),灰绿灰紫色粉砂岩;上统,黑石渡组(J_3h),紫红、灰绿、黄绿色细砂岩、粉砂岩;白垩系下统石八塔组(K_1sh),主要岩性为紫红色、砖红色细砂

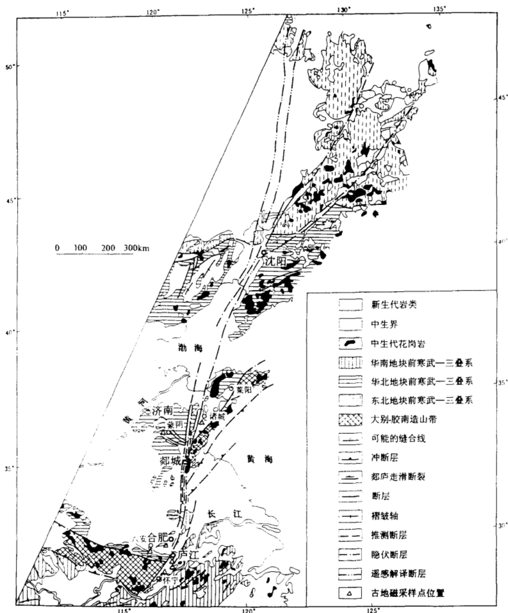


图 5—1 郯庐断裂带中南段地质构造轮廓与古地磁采样点分布图

岩、粉砂岩。

上述盆地所处区域构造背景有所不同，其中怀宁盆地与庐枞盆地位于华南地块范围；蒙阴盆地属华北地块，而六安盆地和莱阳盆地则位于北淮阳-胶东北陆缘裂陷带（王鸿祯等，1990）。该裂陷带之南侧即为著名的秦岭-大别-胶东南造山带，两者之间以晓天-磨子潭断裂

与五莲-即墨断裂为界。秦岭-大别-胶东南造山带系华北地块与华南(扬子)地块于晚三叠之后对接碰撞的产物,已成为众多学者的共识。

关于郯庐断裂带中南段的地质构造轮廓与古地磁采点分布如图 5—1 所示。

受条件限制,在野外采集的古地磁标本,均为磁罗盘定向的岩石块体,总计采集了 150 多块,室内加工成测量样品 345 个。地层产状由 2～8 个独立的地层测点平均确定。

5.3 测量与结果

样品测量在地质力学研究所古地磁实验室进行。使用改进的计算机控制的 DSM_2 型数字旋转磁力仪。全部样品采用 TSD-1 型热退磁仪进行逐步系统退磁,样品退磁通常退 8～15 步。样品天然剩余磁化强度为 10^3～10^{-1} mA/m,对于更弱的样品,一般不予采用。数据分析采用 R. Enkin 编制的程序(1990)进行磁化方向和磁化平面的 Kirschvink 主向量分析。采点间的平均使用 McFadden 和 McElhinng 方法。

采点样品退磁曲线显示其磁化特性较为多样,不同时代不同岩石的磁化曲线各有不同。图 5—2 给出了各典型样品的正交矢量投影、施密特球面投影和相对磁化强度衰减曲线图。大多数样品可以分离出两个磁化分量,部分样品可以分离出 3 个磁化分量(TLE-3B—TLG-3B),其中低温分量通常退磁到 200℃可以分离出来,其方向相当分散,基本显示现代地磁场的影响。部分样品的中温分量一般退磁到 300～400℃可以分离出来,其方向部分接近高温分量方向。高温分量常在 500～650℃分离出来。从样品退磁过程中的相对磁化强度衰减曲线可以看出,多数样品似乎显示岩石样品包含多种磁性成分,主要为磁铁矿、钛磁铁矿、磁黄铁矿和赤铁矿,而另一些样品显示主要为磁铁矿或赤铁矿。

表 5—1　古地磁数据

时代	$S(N)$	D_g	I_g	D_s	I_s	K_s	K_s/K_g	α_{95}	Test	采样地区
K_1	4(22)	3.8°	42.6°	10.7°	33.6°	137.4	8.8	7.9°	F,R	霍　山
K_1	4(26)	19.9°	15.8°	22.3°	42.2°	19.9	8.3	21.1°	F	蒙　阴
K_1	4(22)	1.0°	50.9°	10.1°	39.2°	93.1	4.5	9.6°	F,R	诸　城
J_3	5(36)	11.6°	44.7°	28.0°	50.7°	86.3	9.8	8.3°	F,R	霍　山
J_3	3(25)	14.7°	44.9°	4.4°	50.5°	53.1	1.0	17.1°	R	庐　江
J_3	3(13)	333.6°	50.4°	349.3°	42.0°	54.9	0.5	16.8°	R	枞　阳
J_2	(13)	310.1°	−50.7°	215.1°	−37.8°	11.5	6.1	12.9°	F,R	肥　西
J_2	2(6)	353.3°	46.6°	5.1°	25.0°	122.4	4.1	22.8°	R	安　庆
J_1	(13)	353.6°	36.1°	350.7°	41.4°	7.2	1.0	16.6°		庐　江
J_1	(4)	354.6°	52.4°	0°	28.1°	25.4	1.0	18.6°		安　庆
T_3	(8)	342.1°	64.6°	25.8°	24.3°	85.3	1.0	6.0°	R	安　庆
T_2	3(17)	4.6°	50.5°	12.3°	30.0°	25.0	1.5	25.2°	R	安　庆

注:$S(N)$表示采点数(样品数);D_g、I_g/D_s、I_s 分别表示地理坐标下和层面坐标下的偏角和倾角;K_s、K_g 分别表示层面坐标下和地理坐标下的统计精度参数;α_{95}为平均方向的 95%置信角度;Test 表示数据检验方式:F—褶皱检验,R—倒转检验;所有方向数据用度表示。

一部分样品表现磁粘滞成分较大，在最初几步的退磁中亦可被迅速除掉(AN23-4B，TLG-3B)，还有的样品其磁化方向包含正负两种磁化分量，在退磁过程中，其相对磁化强度表现为不断增大，一直到600℃左右才跌落下来(TLG-1D，AN2O-2B)。有的样品在退磁过程中，其强度不断地衰减，当退磁到680℃时，其磁化方向尚未稳定，或其强度有的已较弱，此时，可借助McFadden的大圆弧交会法来求取其相应的特征剩磁方向(TLG-1A)。

表5—1列出了各地质时代有关采点的特征磁化方向及有关数据。

从表5—1中各采点的McElhinng褶皱检验K_s/K_g比值上看，其中霍山、蒙阴、肥西和诸城的早白垩世、晚侏罗世和中侏罗世的结果在99%或95%的水平上通过褶皱检验和反极性检验，其他大部分结果亦通过了反极性检验。庐江和安庆采样地区地层平缓，或处于单斜上不利进行褶皱检验。而枞阳晚侏罗世的结果褶皱检验K_s/K_g比值只有0.5，其各采点磁化方向在地层坐标系中相对分散，分析可能是采样较少，标本定向的系统误差较大，或因为该地区地处华北地块和华南地块接触边缘，受岩浆和局部构造活动的影响，致使沉积岩地层被部分重磁化，或局部构造转动的结果，以使地层难以恢复其原始水平方向而造成的。故该地区数据仅供参考。

表5—2列出了各相应采样区有关时代的古地磁极的数据。

表5—2 采样区各时代的古地磁极数据

Age	Slat	Slong	Plat	Plong	dp	dm	PaleoLat	采样地区
K_1	31.4	116.4	73.8	257.3	5.1	9.0	18.4	霍山
K_1	35.6	117.9	67.3	234.2	15.9	25.9	24.4	蒙阴
K_1	35.9	119.4	73.7	264.0	6.9	11.5	22.2	诸城
J_3	31.4	116.4	66.2	198.9	7.5	11.2	31.4	霍山
J_3	31.1	117.4	86.2	204.1	15.4	23.0	31.2	庐江
J_3	30.7	117.3	78.5	355.6	12.6	20.6	24.2	枞阳
J_2	31.7	116.9	57.0	216.8	9.0	15.2	21.2	肥西
J_2	30.5	116.8	72.0	280.5	13.2	24.5	13.1	安庆
J_1	31.2	117.4	78.9	347.7	12.4	20.2	23.8	庐江
J_1	30.5	116.8	74.4	296.8	11.2	20.4	14.9	安庆
T_3	30.5	116.8	60.3	237.9	3.4	6.4	12.7	安庆
T_2	30.5	116.8	71.7	256.0	15.5	28.0	16.1	安庆

注：Slat和Slong分别表示采点的纬度和经度；Plat和Plong分别表示古地磁极的纬度和经度；dp和dm分别表示置信椭圆的半短轴和半长轴；Paleolat表示古纬度；所有方向数据用度表示。

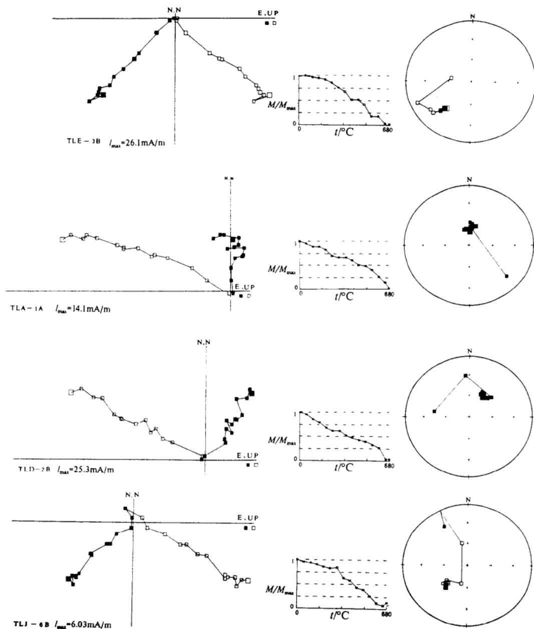


图 5—2a　各采点典型样品退磁曲线

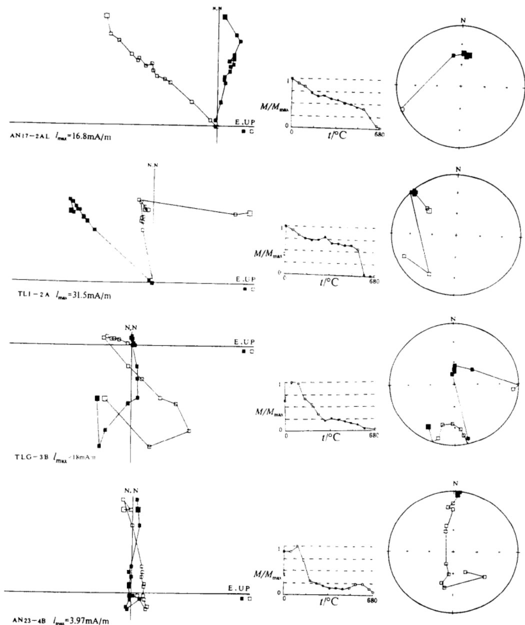


图 5—2b　各采点典型样品退磁曲线

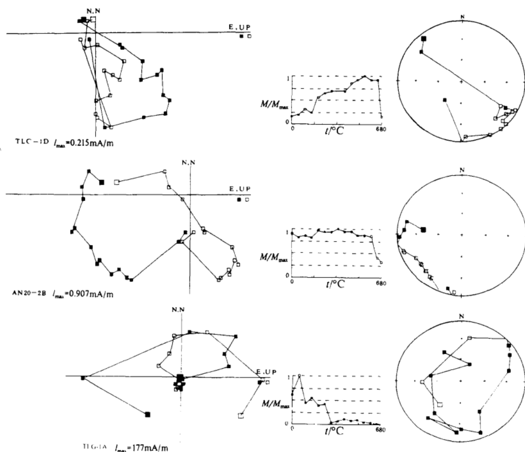


图 5—2c 各采点典型样品退磁曲线

(层面坐标)

空心方块为垂直投影，实心方块为水平投影

5.4 郯庐断裂带的平移

古地磁学认为，在地心轴向偶极子模型的前提下，一个地块和视极移曲线就构成一个参考系。通过视极移曲线的对比，可以用来说明该地块相对于地球旋转轴和其他地块的运动。可靠的同时代的相近地块间的古地磁极位置的明显差别，应该考虑有两种可能的解释，一种是两个地块有过大规模的相对非纯纬度方向上的运动；另一种可能是地块间古地磁数据角度间的差别所反映的地块间或地块内部的相对转动。当然，古地磁极间分开的距离通常应该大于其误差角才有意义。

在地块间和地块内部构造变形的整个过程中，各个时期均可能产生古地磁极间的差别，这种差别随着时间的变化总的说不应该是杂乱无章的，因为任何构造运动总是遵循一定的规律而发生的。反映在某一地质时期的地区上的大规模的构造平移和构造转动，也必然应该带动同一地区的该地质时期以前的地层一同运动，这是容易理解的。

基于上述考虑，首先拿郯庐断裂带东西两侧早白垩世和晚侏罗世的古地磁数据进行对比，从表5—2中可以看出，早白垩世时郯庐断裂带西侧的霍山地区古纬度为18.4°±5.1°，蒙阴地区古纬度为24.4°±15.9°，而东侧的诸城地区的古纬度为22.2°±6.9°，从中看出，诸城与霍山古纬度差约4°，诸城与蒙阴古纬度差约2°，霍山与诸城的古纬度差基本上就是现在两地区的纬度差，蒙阴与诸城的古纬度差虽然比现纬度差大了2°多，亦在误差范围内，说明早白垩世时，郯庐带东西两侧不存在明显的相对平行位移。同样，晚侏罗世时，断裂带西侧的霍山和东侧的庐江地区的古纬度差和现纬度差亦基本上一致。中侏罗世时，断裂带两侧的肥西地区的古纬度(21.2°±9.0°)和东侧安庆地区的古纬度(13.1°±13.2°)之间的差别虽然与现在两地区的纬度差存在一定的差值，但考虑到其误差，而且华南地块与华北地块在中侏罗世时刚刚拼合(邢历生等,1993)，安庆又地处两地块接触缩合带邻区，这种差值亦不反映郯庐断裂带东西两侧的相对运动。总之，我们认为郯庐断裂带自中侏罗世形成以来，尚看不出存在大规模的左行水平位移的古地磁证据。

5.5 郯庐断裂带中南段东侧地块的逆时针转动

把表5—2中给出的各采样区相应地质时期的古地磁极和中国华南(扬子)地块与华北地块的视极移曲线(邢历生等,1993)进行对比(图5—3)，就可以发现郯庐断裂带东侧采样区所有地质时期的古地磁极相对于华南地块的视极移曲线都存在一定角度的逆时针旋转。我们使用特定的计算机程序分别求出了从中三叠世到早白垩世郯庐断裂带东西两侧各采样地区及其极相对视极移曲线转动的角度，列于表5—3。

表5—3 各采样区相对华南地块视极移曲线旋转的角度(顺时针为正)

时　代	断裂带西侧	断裂带东侧
K_1	霍山－7°，蒙阴3°	诸城－8°，浙江－4°，诸城4°
J_3	霍山4°，蒙阴－5°	庐江－13°，枞阳－27°，浙江－2°，诸城－21°
J_2	肥西5°，蒙阴4°	安庆－23°
J_1		庐江－28°，安庆－22°
T_3		安庆－25°
T_2		安庆－36°

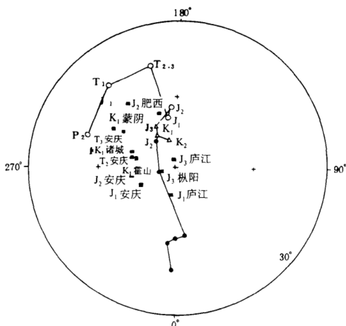


图 5—3　华南地块(空心圆)与华北地块(实心圆)晚二叠世以来的视极移曲线
(Δ为各地块拼合后中国古地磁极)及郯庐断裂带两侧采样区相应的古地磁极(■)分布
(未划误差椭圆,Schmidt 网)

从表 5—3 中可以看出,郯庐断裂带东侧除个别极以外,几乎所有的极多少表现出相对华南地块的极存在某种逆时针转动,其中从中三叠世到晚侏罗世,除远离断裂带的浙江地区外,郯庐断裂带东侧相对华南地块主体逆时针转动约 13°～36°,早白垩世的结果,有正有负,显示转动角度不大。郯庐断裂带西侧从中侏罗世到早白垩世的采样区的古地磁极相对于同一视极移曲线求出的转动角度正、负不一,且数值均不大。

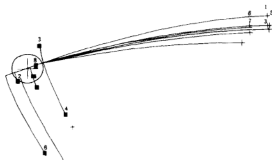


图 5—4　晚侏罗世各采样区及其相应极在相对中国视极移曲线晚侏罗世的极做旋转校正后的结果
■为各采样区的极;□为视极移曲线晚侏罗世的极;⊕为平均极及其误差圆;+为采样区

图 5—4 为以晚侏罗世为例，各采样区及其对应的古地磁极相对于视极移曲线晚侏罗世的极做逆时针旋转前的结果。

同时，我们亦把前人的有关结果一同进行校正后，列于表内，结果亦表现出了同样的转动趋势。

为了进一步对比，再以郯庐断裂带西侧为参考系，分别求出中侏罗世以来，断裂带东侧各相应采样地区和古地磁极相对西侧相应极转动的角度。图 5—5 示出了晚侏罗世各相应极转动的情况。表 5—4 列出了最终的有关结果。

表 5—4 郯庐断裂带东侧相对于西侧转动的角度(顺时针为正)

时 代	断裂带西侧	断裂带东侧
K_1	霍山 0°，蒙阴 0°	诸城 6°，浙江 −2°，诸城 −6°
J_3	霍山 0°，蒙阴 0°	庐江 −12°，枞阳 −26°，浙江 −2°，诸城 −20°
J_2	肥西 0°，蒙阴 0°	安庆 −22°

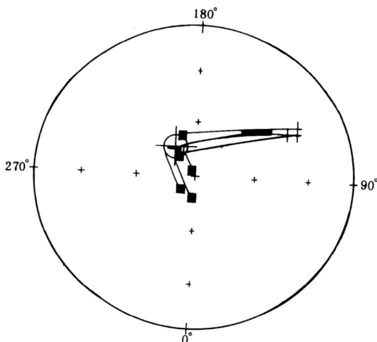


图 5—5 晚侏罗世断裂带东侧各采样区及其相应极相对断裂带西侧相应极做旋转校正后的结果

从表 5—4 中可以看出，除早白垩世显示出转动有正有负外，中、晚侏罗世期间郯庐断裂带东侧相对西侧均表现了逆时针的转动，角度约在 12°～26°。

不管是以华南地块的视极移曲线为参考系，还是以郯庐断裂带西侧地块为参考系，从表 5—3 和表 5—4 中都可以看出，除白垩纪外，郯庐断裂带东侧地块部分都存在明显的逆时钟转动，即郯庐断裂带东侧那一部分地块相对于华南地块发生了逆时针旋转。从上述数据中稍加分析就可以看出，这种转动应该主要发生在晚侏罗世。当然，这种转动，也许从中三叠世已经开始，但我们的测量数据尚少，且具有较大的误差，尚难以做出肯定结论。应该说明，大部分采样点均靠近构造变形强烈的地区和华北与华南地块的拼合接触带附近，各种局部构造和普遍的火成岩侵人的影响难于排除，也是古地磁结果误差较大的原因，可以说，本分析是在一级水平上进行的。

5.6 结论和推论

综合上述分析，考虑到古地磁的可能误差，笔者认为郯庐断裂带东西两侧自中侏罗世以来，不存在大规模的左行水平位移，这一结果与朱鸿等(1993)的研究结果相一致。而早白垩世之前，郯庐断裂带东侧地块则可能发生了 15°～25°的逆时针转动，而且这种转动应该主要发生在晚侏罗世。这结果是与郯庐断裂带东侧地区构造线的走向变化特征相协调的。

从华南地块与华北地块的视极移曲线(马醒华等，1992)对比中可以得出，晚二叠世以来，华南与华北地块的东部可能是相连或相近的，但向西正如赵西西等(1987)早已指出的那样，两地块间有 60°～70°的夹角。之后两地块在北向运动中华北地块发生逆时针转动，华南地块则顺时针转动，两地块碰撞接触带可能首先在华北地块的不规则突出部分的大别山东缘。碰撞可能发生在中侏罗世。郯庐断裂带作为两个地块的边界，由于华北地块突出部分对华南地块的挤压和太平洋板块北西向的推挤，造成了郯庐断裂带中南段东侧地块的逆时针转动。从早白垩世到晚白垩世，中国各地块随同欧亚陆块一起调整，并同时做轻微的顺时针转动，达到现在的位置。故白垩纪及其后，由于中国各地块的顺时针转动，使郯庐断裂带受力使用方式可能发生相反的改变。

感谢山东地矿局遥感站邹华梅高级工程师、中国地质科学院董树文研究员和安徽地科所黄德志工程师的大力支持与协助，以及地质力学研究所古地磁实验室赵越和任晓娟进行样品测试的辛勤工作。

第六章　郯庐断裂带两侧大别山与苏鲁造山带对比、演化与郯庐断裂启动—发展过程

郯庐断裂研究已有30余年历史，但仁者见仁，智者见智，存在不同的解释和观点。徐嘉炜最早研究郯庐断裂及平移性质，他认为郯庐断裂带是西北环太平洋边缘大陆内侧的大型平移断层，其动力学背景是太平洋板块向大陆的斜向运动，主平移时代为晚侏罗—早白垩世(140～110 Ma)，最大平移达740 km(徐嘉炜，1980，1987，1995)。另一种观点"地缝合线—边界转换断层带作为华北与华南板块的缝合线"(周导之等，1980[1]；陈焕疆，1993)，这个模式仍以太平洋板块活动为背景。第三种是转换断层模式。郯庐断裂的形成与华北和扬子陆块沿秦岭-大别造山带碰撞有关(李春昱，1975，Zhang et al.，1984；Okay et al.，1992)，这一转换断层活动时间为晚古生代—中生代，延续到侏罗纪。最近有人提出郯庐东侧的扬子地块上地壳向华北仰冲，下地壳俯冲的运动学模式，郯庐断裂位移仅110～120 km(Li，1994)。第四种模式为碰撞嵌入模式(Yin et al.，1993)，基于郯庐断裂带的左行平移和朝鲜半岛沃川带Honam剪切带右行平移运动学特征，认为郯庐和Honam剪切带之间的苏北、胶南及朝鲜的京畿—沃川地带是华南板块北侧不规则被动边缘向北突出的一块，存在于碰撞前。嵌入碰撞时代为晚二叠世至早三叠世晚期与早侏罗世。

这四种观点从动力学角度分析有两种机制，一是环太平洋的单剪运动机制，二是特提斯消失的陆块碰撞转换机制。

随着地质研究的深入，特别是对大别山和苏鲁UHP变质带广泛研究，人们的认识逐渐趋于一致。即：大别造山带与苏鲁带完全可以对比。造山带精细结构的划分和UHP变质岩变质环境和形成时代深入研究，反过来又对郯庐断裂带的启动、发展过程予以制约。本章着重讨论大别地块与苏鲁地块的演化和对比、郯庐断裂的启动机制和对邻区地质发展的控制。

6.1　大别山造山带与苏鲁地块结构对比

本章的对比意见参见图6—1(黄德志等，1992)，该图为大别造山带与苏北-胶南带结构单元划分概图，现将各结构单元及其对比简述如下：

大别造山带，包括其造山带后缘盆地，从北向南可分为四个次级单元：

Ⅱ-1 合肥中生代盆地

该带位于大别造山带北部，北以固始-肥中断裂为界，南为信阳-舒城断裂所限。出露地

[1] 周导之等，安徽省地质学会庆祝中国地质学会成立60周年学术报告，1980。

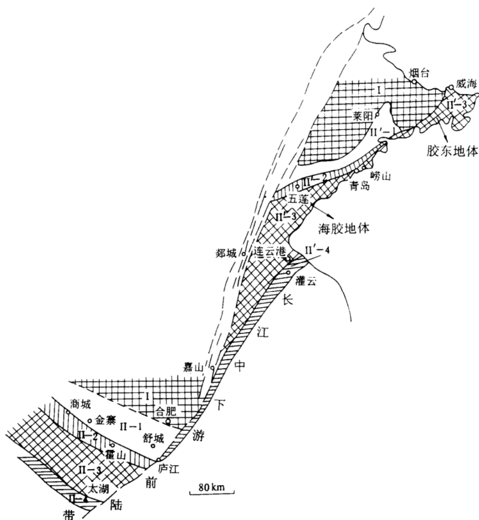


图 6—1 大别山与苏鲁造山带结构对比图

Ⅰ—华北地块；Ⅱ-1—合肥中生代盆地；Ⅱ-2—北淮阳带；Ⅱ-3—大别杂岩带；Ⅱ-4—宿松带

Ⅱ′-1—莱阳盆地；Ⅱ′-2—五莲带；Ⅱ′-3—胶南杂岩带；Ⅱ′-4—庐江-嘉山-灌云带

层为一套中生代的粗陆源碎屑岩、火山岩及火山沉积岩组合，为造山带后缘盆地含火山岩的磨拉石建造。

Ⅱ-2 北淮阳带

该带北大致以信阳-舒城断裂为界，南界为桐柏-磨子潭断裂。出露的地层主要为泥盆纪佛子岭群及石炭纪—二叠纪梅山群，前者为复理石建造，后者为类磨拉石建造。该带与合肥中生代盆地无严格界限，两者互相穿插。

Ⅰ-3 大别杂岩带

该带为一夹持于北部桐柏-磨子潭深断裂与南部太湖-黄梅断裂之间的古—新元古代的古老地块，为大别造山带的主体，由大别群构成。南部叠加有中生代的超高压变质带，即大别(含柯石英)榴辉岩带。

Ⅰ-4 宿松带

为大别造山带前缘带。出露的地层为中元古代(?)宿松群，为一套含磷的以石英片岩、大理岩、白云质大理岩为主的新元古代张八岭群细碧角斑岩的蓝片岩带，为扬子地块陆缘沉积。

苏北-胶南带，由北至南，大致可划分出如下四个单元：

Ⅰ′-1 莱阳盆地

该区出露的地层为中生代陆源碎屑岩、火山岩及火山碎屑岩，可与大别造山带以北的合肥中生代盆地(Ⅰ-1)对比，即为造山带后缘磨拉石盆地。

Ⅰ′-2 五莲带

该带出露的地层为五莲群。因断层、覆盖及花岗岩侵入，破坏了该带宏观上的连续性，使五莲群呈 NE—SW 向、大致沿五莲—崂山一线断续出露，该带在崂山向北可能延至烟台西侧，该带与北淮阳带(Ⅰ-2)在地层、原始构造环境及造山带中的构造位置相近或相同。五莲群原定为元古宙(曹国权等，1990)，本次研究从建造和造山带结构对比，认为五莲群应相当于北淮阳带的佛子岭群和梅山群。

Ⅰ′-3 胶南杂岩带

该带为一大致位于莒南北部—五莲—崂山一线以南，嘉山—灌云以北的角闪岩相变质杂岩带。区内出露地层为元古宙胶南群，大量榴辉岩遍布其中，榴辉岩产状类型、岩石特征与大别中生代榴辉岩带相似。其中亦可划分出海胶地体和胶东地体。

Ⅰ′-4 庐江-张八岭-灌云带

该带大致沿安徽庐江—江苏张八岭—灌云一带展布。安徽境内的地层为含蓝片岩的张八岭群，苏北出露含蓝片岩的锦屏组。

宿松带(Ⅰ-4)和庐江—江苏张八岭—灌云带(Ⅰ′-4)以南为统一的长江中下游前陆褶皱带，其北缘大致为宿松—庐江—张八岭—灌云一带南侧，平面呈 NE—SW 向的“S”形展布。

上述造山带结构对比表明大别造山带与苏鲁带乃同一造山带的两个地段。

6.2　大别造山带组成与时代

6.2.1　大别杂岩组成与时代

大别杂岩主要分布于北大别岩块(NDB)，通称“大别群”，其时代多定为新太古代—古元古代(安徽省地矿局，1987；湖北省地矿局，1988；河南省地矿局，1988)。目前虽然“大别群”时代的认识仍未统一，但对其组成取得一致意见，“大别群”绝大多数为变形变质侵入体，由英云闪长质(奥长花岗岩、花岗闪长岩、二长花岗岩和花岗岩)组成，常称之“灰色片麻岩”。表壳岩呈团块或透镜状包裹在侵入体内，有斜长角闪岩、黑云斜长片麻岩和大理岩等。因此，“大别群”实质上是一套变质岩，在时代上应分为古侵入体和表壳岩两种时代，统称大别杂

岩。

作者采自大别杂岩中英云闪长岩(岳西)和水吼二长花岗岩样品,挑选无色—淡黄色透明的自形双锥状锆石(无熔蚀,250 μm×100 μm)进行 Pb 同位素单颗粒双带源逐层蒸发测年(由地矿部地质所同位素室测定,代表岩石成岩时代,获 7 粒锆石 Pb-Pb 年龄,其中岳西桃花岭英云闪长岩 3 粒锆石年龄为 640～750 Ma;水吼二长花岗片麻岩选 4 粒锆石年龄为 829～878 Ma(表 6—1),均为新元古代岩浆侵入体,其中水吼古岩体较岳西古岩体年龄稍老。它们代表了大别山晋宁期强烈的岩浆活动。这些岩浆岩的化学成分,稀土元素成分和微量元素以及同位素特征反映出古岛弧环境,属钙碱性岩浆岩系列(Cong et al.,1995)。

游振东等(1992)在罗田凤凰关英云闪长片麻岩中获锆石 U-Pb 年龄为 769.1 Ma;汤加富等在岳西羊河获花岗闪长片麻岩锆石 U-Pb 年龄为 600～700 Ma;罗田锂鱼寨英云闪长片麻岩全岩 Rb-Sr 年龄为 858 Ma±137 Ma;蕲春独山寨(南大别岩块)黑云二长花岗片麻岩锆石 U-Pb 年龄 631～699 Ma(鄂东北地质队,1994)。另外东北淮阳带、霍山石门关原"卢镇关群"二云钾长片麻岩、钾长片麻岩等古岩体锆石 U-Pb 年龄 688～741 Ma(汤加富等,1995)[1]。

新元古代岩浆活动在秦岭苏鲁造山带亦有报道。如:仄岭德河花岗岩全岩 Rb-Sr 年龄 793 Ma(韩郁菁等,1992),丹凤蔡凹花岗岩全岩 Rb-Sr 年龄 965 Ma;山东威海温泉花岗片麻岩全岩 Rb-Sr 等时线年龄 706 Ma。从而表明仄岭-大别-苏鲁新元古代的活动陆缘背景。

大别杂岩内表壳岩年龄,比较可靠的不多,方法不一致。湖北省区调队(1982)曾获四组锆石 U-Pb 年龄(1952～2424 Ma)但不知何种岩石。后来湖北地质志却将"大别群"划为古元古代(湖北省地矿局,1980)。在燕子河以西至岳西以南一线"大别群"中斜长片麻岩和角闪钾长片麻岩组合 Sm-Nd 年龄 1267.5Ma±118 Ma(徐树桐等,1994)。这个年龄没有反映典型的表壳岩。李曙光等(1994)在胶东海阳所"胶南群"(相当于"大别群")斜长角闪岩中获锆石 U-Pb 年龄:①捕捞晶锆石 Pb-Pb 年龄 2149 Ma;②岩浆结晶锆石 U-Pb 年龄 1784 Ma±11 Ma。说明存在古元古代表壳岩(李曙光等,1994)。所以暂将大别杂岩内表壳岩定为古元古代。这样,大别杂岩实际上是古元古代—新元古代(震旦纪)变质杂岩。

6.2.2 大别山 UHP 带组成与时代

大别山 UHP 带(包括 SDB)是由许多大小不等的构造岩片叠置构成。其中有含柯石英和金刚石的榴辉岩、榴闪岩、文石大理岩、硬玉岩等的 UP-UHP 岩片;有二长片麻岩中压岩片,还有浅变质岩的低压岩片,均向南倾,呈叠瓦状产出。对此曾出现两种认识,一种是"原地"(in situ) UHP 成因(Wang et al,1991);另一种为"异地"(foreign)成因(Zhao et al.,1992)。

(1) UHP 原岩组成和时代

以榴辉岩为代表的 UHP 岩石原岩证实以陆壳为主(Joh et al.,1994)。大别山榴辉岩在 $(al+fm)$-$(c+alk)$: Si图解上,许多榴辉岩样品偏离了火山岩区,特别是片麻岩中榴辉岩变化大,大理岩和片岩中的榴辉岩明显向泥质和钙质沉积区偏离,反映了它们的原岩可能为泥、钙质沉积物(汤加富等,1995)。榴辉岩原岩年龄测定已陆续报道。Ames 等(1993)在岳西五庙榴辉岩中获锆石 U-Pb 年龄,其上交点 685 Ma±64 Ma(原报岩结晶年龄)、下交点 210

[1] 汤加富等,内部报告,1995。

表 6—1　单颗粒锆石年龄分析数据

No	序号	组数	锆石中铅的同位素测值						计算结果				锆石描述(粒度、颜色、形态、透明度、磨圆或熔蚀等)
			$^{208}Pb/^{206}Pb$	2σ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	2σ	$^{204}Pb/^{206}Pb$	2σ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	2σ	$\frac{年龄}{Ma}$	2σ	
1	1	4	0.3230	44	0.805	24	0.00096	21	0.0667	8	829	25	淡黄色，250 μm × 100 μm，1 粒 (110) (110)，(111)晶面发育，少量裂纹，无熔蚀，半透明，无包体
3	1	3	0.4144	18	0.08317	11	0.00110	12	0.06728	25			短柱状，(110)，(111)晶面发育，200 μm×120 μm，1 粒，有小黑色包体，其余同上
	2	3	0.4263	32	0.08973	58	0.149	61	0.6830	18			
6	1	9	0.2211	13	0.7558	23	0.000507	40	0.6827	23	877	7	淡黄色，250 μm × 100 μm，1 粒 (110) (110)，(111)晶面发育，无裂纹，微熔蚀，透明有小气光
9	1	1	0.2756	32	0.0718	15	0.00027	10	0.0687	15	862	36	280 μm×90 μm，1 粒，其余同 No. 1

注：1. 采用常数：$\lambda_{233}=1.5513\times10^{-10}a^{-1}$，$\lambda_{235}=9.8485\times10^{-10}a^{-1}$，$^{238}U/^{238}Th=137.88$。中国地质科学院地质研究所同位素地质年代学实验室，采用质谱计双带源逐层蒸发法测定。

2. No：锆石晶体编号；序号：沉积序号；组数：某次沉积后测得的数据组数(Block 数目)，每个 Block 由 8 次扫描构成。

3. σ 值与所对应比值的末两位或一位数字对齐，例如：$^{208}Pb/^{206}Pb=0.1732$，σ=17，为$^{208}Pb/^{206}Pb=0.1732\pm0.0017$。

Ma±11 Ma(变质年龄)。

(2) 二长片麻岩组成和时代

在 UHP 带内二长片麻岩常作为榴辉岩的围岩,或与榴辉岩互层产出。该类岩石与榴辉岩同变形(五庙),亦见有浅色二长片麻岩(浅色花岗片麻岩)逆冲于 UHP 岩石之上(石马北面)。在潜山牌楼双河也是构造接触。原生矿物结晶温度 800℃左右,压力 0.4 GPa 左右。估计成岩深度>25 km。

岩石化学成分在 *FAM* 图解上,投落钙碱性岩系。SiO_2 平均为 73%,Al_2O_3 为 13%,Na_2O 为 3.15%,K_2O 为 4.24%。轻稀土富集,重稀土亏损,Eu 微亏损。在深部可能经过熔融混合交代过程。

二长片麻岩时代数据有:潜山水吼二长片麻岩单颗粒锆石 Pb-Pb 年龄为 829~878 Ma。胶东青岛仰口榴辉岩,围岩片麻岩(古侵入体)5 个结晶锆石 U-Pb 年龄数据,上交点 871 Ma±46 Ma,下交点 202 Ma±13 Ma(李曙光等,1993)。相对于榴辉岩原岩时代(680~750 Ma),其围岩二长片麻岩时代要老(830~880 Ma)。

6.2.3 大别山变质岩原岩年代学讨论

1) 大别杂岩古侵人体原岩年代(640~750 Ma),UHP 榴辉岩原岩年代(680~750 Ma),UHP 带内二长片麻岩原岩年代(830~880 Ma),UHP 带浅变质岩片原岩年代(760~800 Ma)。均属新元古代,除二长片麻岩年代>800 Ma 以外,其余的都属震旦纪,说明大别山印支期变质作用是在震旦纪或新元古代晚期形成的岩石系统上发生的,秦岭-大别-苏鲁在震旦纪发生过重要的构造-热事件,可能为活动陆缘的岛弧带。

2) 大别山南北两块(UHP 岩石)同属一个构造层,应当都是扬子地块北缘的地体。故将 NDB 划为一个古陆。中生代碰撞造山是扬子地块与华北地块的陆陆碰撞,其间夹着一个微陆块。英山-五河-水吼高温流变带应是扬子基底俯冲于大别微古陆的缝合线。

3) UHP 变质带内不同岩片和岩石亦同属一个构造层,在变质前为同一套岩石组合。印支期它们共同遭受了变质作用,有的形成 UHP,有的为中压,还有低压。这种时、空一致,p-t 迥异的现象该如何解释?这对重塑 UHP 变质环境和折返机制是一个极为重要的地质约束。

4) UHP 带内不同岩片在隆升折返过程中并非同步,而存在差异。UHP 岩片折返时期主要在 204~175 Ma(Hacker et al.,1995),而浅变质岩片为 157~158 Ma。NDB 岩石为 135~120 m。折返过程中的时间差可能是它们混在一起的直接原因。

这些年龄基本反映了 UHP 带的不同岩石原岩和变质年龄。UHP 岩石围岩存在两种,其一是层状变质岩系,时代为$(18\sim26)\times10^8$a,属古中元古代(甚至新太古代?);另一种围岩是侵人体,为 871 Ma,相当新元古代;榴辉岩原岩(玄武质岩石)时代 682~788 Ma,亦为新元古代;榴辉岩变质时代应为 210 Ma 左右。苏鲁 UHP 变质岩这组年龄组合与大别山 UHP 带岩石组合和年龄非常吻合,基本代表了 UHP 变质带几种主要岩石单位建造和变质时代。

胶东区 UHP 岩石围岩主要为角闪岩相变质岩系,局部为麻粒岩相变质岩。海胶地体内 UHP 岩石围岩为角闪岩相变质岩,从变形强度和变形层次比较,胶东比海胶更强更深。

岩石化学资料表明,胶东榴辉岩相对高 MgO(11.59%~16.05%)、CaO,贫 Al_2O_2、ΣFeO、TiO_2、Na_2+K_2O;海胶榴辉岩则高 ΣFeO、Al_2O_2、Na_2+K_2O、TiO_2,贫 MgO(4.34%~7.44%)、CaO。

地球化学数据指示,胶东榴辉岩高 Cr、Ni、Co 等难熔组分,海胶高 V、Zr 等大离子亲石

元素。胶东榴辉岩稀土总量低[(3.6～43)×10^{-6}]，海胶稀土总量高[(18～184)×10^{-6}]。$^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值胶东为 0.704～0.706，与地幔成因榴辉岩接近，海胶为 0.707～0.710，与地壳成因榴辉岩一致。说明胶东榴辉岩形成深度较海胶更深。

6.3 苏鲁造山带组成与时代

苏鲁造山带根据榴辉岩及围岩特征分为南北两区(山东区调队，1992 年内部资料)。青岛仰口以北为北区，其变质地层系统为胶东地体地层；仰口以南为南区(包括仰口)，其变质地层系胶南-苏北地体地层，大致可与郯庐断裂带以西分布的宿松群、红安群和大别杂岩对比。榴辉岩分区界线为五莲-青岛断裂(五莲-荣成断裂西段)。南北区界线在海阳一带被中生界白垩系地层掩盖。

6.3.1 海胶地体

南区或称海胶地体(海州胶州地体)，相当于原"东海群"和"胶南群"出露区。"东海群"主要岩性为黑云斜长片麻岩、二长斜长片麻岩夹少量的片岩及大理岩；"胶南群"为角闪黑云斜长片麻岩、黑云二长片麻岩、斜长角闪岩黑云变粒岩，少量"条痕状混合岩"、白云石英片岩，上部为黑云变粒岩、浅粒岩、黑云阳起透闪片岩、厚层大理岩、黑云片岩等。越来越多的证据表明："东海群""胶南群"中的片麻岩是强变形强变质的侵入岩，前寒武系变质地层及超基性岩在其中呈"孤岛状"的包体产出，并一起经受了多期变质变形作用。因此，原"东海群"和"胶南群"在未彻底肢解之前。我们称其为东海杂岩和胶东杂岩。它们在组成和变质、变形特征上与大别杂岩可以对比。

海胶地体榴辉岩成群成带分布，构成青岛、诸城、日照、莒县、东海五个区段，总体呈北东和北北东向展布。榴辉岩体主要分布于片麻岩(古侵入体)中、层状变质岩系内，少量产于超基性岩中。其中产于片麻岩中的榴辉岩有：诸城万家沟榴辉岩、上崔家沟榴辉岩、日照官山榴辉岩和东海蒋庄榴辉岩、莒南洙边榴辉岩；与超基性岩伴生的榴辉岩有：日照梭罗树榴辉岩。

根据东海和青岛仰口榴辉岩区变形变质解析，其变形序列和变质作用关系列于表6—2，

表 6—2 青岛仰口榴辉岩变形、变质序列表

代 号	变形序列	变质作用	动热事件
D_I	F_1 S_0 被完全置换为 S_1，形成无根、钩状褶皱，$L_1$40°/20°	区域变质作用(角闪岩-麻粒岩相)	区域埋藏静压变质
D_{II}	F_2 S_2 发育，平卧褶皱 S_2，构成区域主面理，褶轴 $L_2$55°/30°	高压—超高压变质作用	俯冲
D_{III}	F_3 $S_2//S_2$，F_3 为 A 型褶皱，矿物线理发育，$L_3$130°/40° UHP 变质岩褶皱变形	角闪岩相变质作用	拆沉-伸展 UHP 折返
D_{IV}	F_4 宽缓褶皱，S_3 呈波状起伏，$L_4$120°左右	低绿片岩相	浅表伸展滑覆

图 6—2。高压—超高压变质作用发生在第 2 期变形(D_{I}),是区内主面理(S_2)形成期。UHP 岩石的折返表现为 UHP 岩石的褶皱(F_3)和变形(D_{II}),在区内的主要构造要素为褶皱枢纽平行拉伸线理的 A 型褶皱。而早期的无根钩状褶皱和晚期的宽缓褶皱在局部亦可见及。D_{I} D_{II}变形为非同轴共面的关系,即 $S_3//S_2$,但两期褶皱的枢纽相交(图 6—3)。这是高压—超高压区变形的重要特征,东海虎山—青龙山一带最为典型。遗憾的是 D_{I}期变形的拉伸线理保存甚少,对高压—超高压变质期的动力学分析难以确定。这部分数据可以在大别地区得以补充。红安地区的蓝片岩内的蓝闪石线理产状代表了俯冲期的主运动方向,尽管这种线理 L_2 在 UHP 岩石折返过程中已不同程度变位。在红安地区 L_2 为 195°～220°/25°～30°,$L_3$130°/15°,二者相交 65°～90°,反映俯冲方向和折返路线并不一致。这意味着折返方向可能大角度斜交于俯冲方向。

值得一提的是,出露于海胶地体北部五莲-青岛断裂以北的“五莲群”的时代和对比。

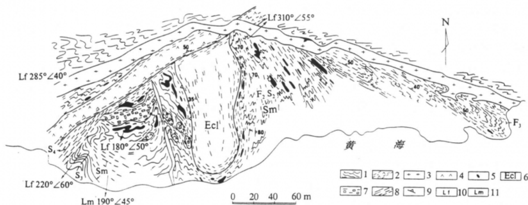


图 6—2 青岛仰口榴辉岩混杂体地质草图

1—片麻岩;2—糜棱岩化蛇纹岩;3—石英斑岩;4—纯橄岩;5—角闪岩(榴辉岩);6—榴辉岩;7—钾长巨斑混合花岗岩;8—韧性剪切带;9—片麻理、糜棱面理产状;10—褶皱枢纽产状;11—糜棱线理产状

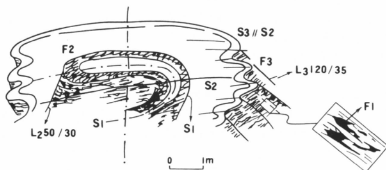


图 6—3 东海虎山 HUP 带多期变形素描图

据山东日照幅 1：20 万区调报告，“五莲群”分为海盐口组和坤山组，置于中元古代。时代确定的主要依据是坤山组大理岩中产形态简单的微古植物及孢粉化石，并认为这种微古植物时代老于长城纪。此次研究，我们发现“五莲群”从下而上的一套岩石组合，变质特征均与大别山北淮阳地区的“卢镇关群”佛子岭群和梅山群相似。特别是坤山组底部石英岩层和顶部的石灰岩层与佛子岭群祥云寨组石英岩和梅山群石灰岩层等标准层完全可以对比。从而进一步从原岩建造组合、沉积旋回、变质作用等各方面作了系统对比(图 6—4)。认为五莲群坤山组可以与佛子岭群(泥盆纪)、梅山群(石炭纪)时代相当；海盐口组亚相与仙人冲组相当，为泥盆纪—下古生代($D-Pz_1$)，下亚相与小溪河组(与河南发现大化石及获得同位素年龄的苏家河群同层位)相当于下古生代(Pz_1，表 6—3)。五莲群与原始“佛子岭群”一样需要解体和重新划分，尤其是海盐口组下亚相，不仅与海盐口组上亚相可能存在一不整合，而且在变质作用，原岩类型乃至混合岩化方面，均存在巨大差异，如：海盐口组下亚相为角闪岩相变质层序，而坤山组上部岩石几乎没有变质。如此不同的两套岩石组合归于同一组内，似存不妥。再者变质岩系中的孢粉化石的代表性也是存在争议。原佛子岭群曾依据孢粉化石划为震旦系(陆境元，1963)，但现在随着大化石的发现已将时代提至泥盆纪。可见，植物孢粉不能作为确定地层时代的惟一依据。因此，建立在孢粉化石基础上的五莲群时代也需进一步探讨。作者在坤山组石灰岩之下的炭质板岩中发现一些化石碎石，无奈时间仓促未采到较完整的标本，时代尚难确定。但是在五莲群中寻找大化石是有可能的。若将五莲群与佛子岭群对比，那么大别造山带与苏鲁带的结构对比则完全对应。注意，如果二者不可对比，那么大别山北部的一套浅变质岩系和沉积岩系被郯庐断裂切断后，置在何处？

6.3.2 胶东地体

胶东地体大致是以昆山-垛崮山岩体东缘为界的以东地区，相当于半山断裂及威海烟墩山、文登藏格庄及乳山海阳所等地发现的高压片麻岩分布范围。榴辉岩的围岩主要为元古宙的二长花岗—花岗闪长质片麻岩(古侵入体)。变质地层荆山群以包体形式残留于片麻岩中，主要岩性有：夕线石榴黑云片岩，石墨黑云片岩。

胶东榴辉岩区包括文登—荣城和威海集中分布区。文荣地区榴辉岩呈北东展布，威海地区呈近南北向。榴辉岩主要分布于片麻岩中。胶东榴辉岩形成温度 900～1200℃，海胶为 700～900℃。两地榴辉岩均发现柯石英，其压力达 2.8×10^{14}Pa(Wang et al.，1989；Yang et al.，1989)。Yang et al.(1993)在苏北发现含菱镁矿石榴橄榄岩，计算其压力达 6.5×10^{14}Pa。胶东与海胶地体榴辉岩的差别，反映了它们的成岩环境不同，前者可能形成环境更深。也就是说胶东地体抬升的更高，剥蚀的深度比海胶地体要深。

6.3.3 苏鲁 UHP 变质带的年代学研究

苏鲁 UHP 岩石定年有两个集中的时代：①326.1 Ma±3.4 Ma，(东海青龙山，Sm-Nd，王银喜：1989)，329.7 Ma±7.3 Ma(荣城孔家店，Sm-Nd，徐金方等，1989)，435 Ma±0.9 Ma，(东海孟中，Ar-Ar，张儒媛等，1993)；②265.8Ma±2.3Ma(莒南，Sm-Nd，杨建军，1991)，210 Ma±2 Ma(日照马家沟，Sm-Nd，张儒媛等，1993)，202 Ma±13 Ma(青岛，U-Pb，李曙光，1993)，221Ma±6Ma(日照哑口，Sm-Nd，陈移之等，1992)，从数据分析①组年龄是区内最早一批 Sm-Nd 年龄数据，20 世纪 90 年代以来新数据重复性不高。而张儒媛等 435 Ma±0.9 Ma，数据是 $^{40}Ar-^{39}Ar$ 法测定的，其文中没有详细的资料，也没有讨论过剩 Ar，因此难以解释。而②组年龄值颇有代表性，重复性好，而且在大别山地区非常集中，反映 UHP

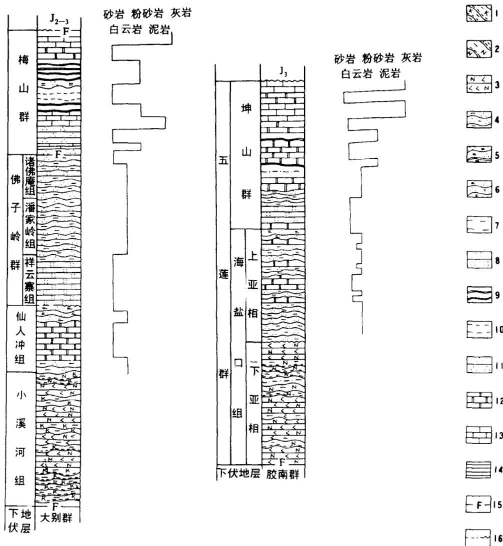


图 6—4　大别与苏鲁造山带北缘浅变质岩系原岩组成沉积旋回对比图

1—钾长片麻岩；2—黑云斜长片麻岩；3—斜长角闪岩；4—黑云石英片岩；5—白云石英片岩；6—二长石英片岩；7—变粒岩；8—石英岩；9—板岩；10—千枚岩；11—变质砂岩、粉砂岩；12—白云岩；13—(变质)灰岩；14—页岩；15—断层接触关系；16—假整合和角度不整合接触关系

岩石印支期的变质时代。榴辉岩中锆石年龄为 682～730 Ma(青岛仰口，Pb-Pb，李曙光等，1993)，王来明(1994)获诸城、荣城榴辉岩单颗粒锆石年龄 747 Ma、788 Ma(Pb-Pb 法)，代表了榴辉岩原岩年龄。

表 6—3　安徽北淮阳浅变质岩系与胶南五莲群地层对比表

	安徽北淮阳		胶南五莲县
上覆地层	J_{2-3}		J_3
	～～～或—F——		～～～～～～
C—P	梅　山　群		坤山组上、中段
D—C	佛子岭群	诸佛庵组	坤山组下段
		潘家岭组	
		祥六寨组	
Pz_1末—P	仙人冲组		海盐口组上亚相
			～～～～？～～～～
Pz_1(?)	小溪河组		海盐口组下亚相
下伏地层	大别群		胶南群

UHP 岩石的围岩近年也获得了一些数据，其中有：青岛仰口榴辉岩围岩"胶南群"片麻岩（侵入体）U-Pb 年龄上交点 871 Ma±46 Ma，指示该锆石结晶时代，下交点 202 Ma±13 Ma，与三叠纪高压变质时代一致（李曙光等，1993），海阳所胶南群斜长角闪岩结晶锆石年龄为 178 Ma±11 Ma（U-Pb，李曙光等，1994）。山东威海温泉花岗片麻岩全岩 Rb-Sr 等时线年龄为 706Ma，（Ishizaka et al.，1994）。曹国权等（1990）曾公布胶南群变质岩年龄为 1855～2618 Ma（如：荣城大疃石均榴辉岩、滕家榴辉岩等）。大理岩和石英岩中（如：威海沙龙王家榴辉岩、荣城马草夼榴辉岩等），个别分布于超基性岩体中（如：荣城大疃家店石榴橄榄岩中榴辉岩）。

胶东地体内 UHP 岩石的变形与海胶地体基本类似。但变形强度更大，榴辉岩退化作用更强，在威海刘公岛、沙龙王家有的全部退变。

6.4　大别-苏鲁超高压变质带内浅变质岩组成、时代

在大别超高压带内岳西县菖蒲港河桥和苏鲁高压带腹地赣榆县石桥附近均出露有与超高压带明显不同变质环境的浅变质岩片（董树文等，1996，1994），为 UHP 带的形成和折返机制的研究提供了一些很大意义的线索。

6.4.1　大别山岳西菖蒲浅变质岩片特征及时代

1. 浅变质岩片地质产状与特征

作者发现的浅变质岩，位于岳西县菖蒲南 4 km 港河桥（图 6—5）。菖蒲是大别山 UHP 带典型出露区，产出与大理岩伴生的榴辉岩，与片麻岩伴生的榴辉岩，以及与超基性岩伴生的榴辉岩等不同类型的 UHP 岩石。在其北约 4 km 为大别山最大的榴辉岩体——碧溪岭岩体（约 0.7 km^2），这是与石榴橄榄岩伴生的 UHP 类型。浅变质岩片夹在榴辉岩-片麻岩和榴辉岩-大理岩中，出露宽约 80 m，长＞300 m（未控制）。岩性为酸性火山碎屑岩和火山沉积岩（板岩），变质程度低。由火山碎屑指示的原生层面依稀可辨，其 SiO_2 为 68.46%～72.04%，Al_2O_3 18.52%～21.56%，K_2O 3.25%～3.46%，Na_2O 1.04%～1.18%。有板理平行接触

表 6—4 蒿蒲浅变质岩单颗粒锆石年龄数据(94303)

No	序号	组数	锆石中铅的同位素测值						计算结果				锆石描述(粒度、颜色、形态、透明度、磨圆或熔蚀等)
			$^{208}Pb/^{206}Pb$	2σ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	2σ	$^{204}Pb/^{206}Pb$	2σ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	2σ	年龄/Ma	2σ	
1	2	5	0.4819	27	0.07082	36	0.000434	33	0.06454	29	760	9	380 μm×90 μm×1 粒+170 μm×80 μm×1/2 粒,无色较透明,(110),(111)晶面发育,后者为机械破碎成半粒,少量裂纹,无熔蚀
2	1	10	0.4523	32	0.07543	48	0.000734	38	0.06482	22	769	7	220 μm×150 μm×1 粒,(110)(111)(311)等晶面发育,晶面复杂,其他同上
3	1	4	0.6155	62	0.0794	10	0.00011	7	0.6409	18	745	6	200 μm×120 μm×4 粒,(110)(111)晶体发育,晶面简单,其他同上
5	1	8	0.3782	9	0.07478	17	0.000632	12	0.06566	11			170 μm×80 μm×4 粒,锆石同 No. 3
	2	5	0.4837	18	0.7307	18	0.000475	23	0.06619	12			
					$I_1+I_2=13$ BLooKs				0.06588	11	806	3	

备注:同表 6—1。

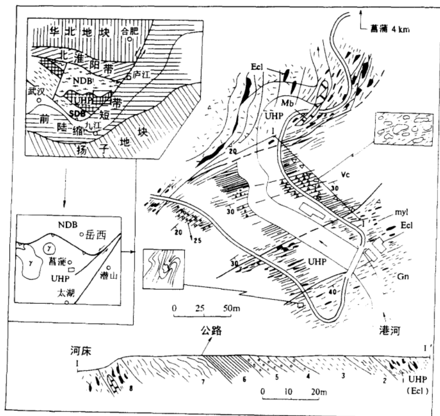


图 6—5 岳西菖蒲港 UHP 带内变质岩片地质图

地质图：P—辉石岩（角闪岩）；Ecl—榴辉岩；Mb—大理岩；Gn—白云斜长片麻岩；Vc—火山-沉积岩；Myl—糜棱岩；Δ—采样点

内插图：NDB—北大别正变质岩块；UHP—超高压带（负变质岩）；γ—燕山期花岗岩

剖面图：0～8 见正文说明

带，平行 UHP 带的面理产状，倾向南东（120°～140°/40°）。接触带为糜棱岩，宽约 5 m，顶板界线清晰截然，底板界线为公路所覆，但在河床内有出露（图 6—5）。

测制的剖面层序如下（由东向西）：

⓪ 白云斜长片麻岩（变质侵入体） ＞100 m

① 二长花岗片麻岩夹斜长角闪岩、榴辉岩包体（UHP） 30 m

② 糜棱岩带和糜棱岩化长英质构造片岩 5～8 m

③ 凝灰质板岩（白云石英长石片岩） 15 m

④ 含细砾凝灰质板岩，砾石含量 5%～10%，砾径 0.5～2m，砾石微弱变形 ＞5 m

⑤ 细火山角砾岩（板岩），砾石含量＞30%，砾径 1～5cm 10 m

⑥ 凝灰质千枚岩（韵律层） 12 m

⑦ 破碎的凝灰质千枚岩（含砾） >20 m

⑧ 二长花岗片麻岩夹辉石岩（角闪岩）、榴辉岩和大理岩包体(UHP)。其中辉石岩中粒结构，边缘发育榴辉岩条带。 >50 m

港河浅变质火山岩为低绿片岩相，形成的温压区间约为 $p=(2\sim3)\times10^8$Pa，$t=300\sim400$℃。

鉴于浅变质岩顶底为糜棱岩或变形带，其产状与 UHP 岩石一致。因此，确认港河浅变质岩系夹在 UHP 带内一个构造岩片。

2. 莒蒲港河浅变质岩年代学研究

在 UHP 带出现如此浅变质的岩片，首先考虑到的是产出状况，然后，就想知道这些岩片的时代。为确定港河浅变质岩原岩和变质时代，作者沿剖面系统采集了 7 块标本进行系统的同位素定年研究(锆石 Pb-Pb 法，全岩 Sm-Nd 等时线法，全岩 Rb-Sr 等时线法和全岩 K-Ar 法)。以期获得可靠的年代学资料，进而解释 UHP 岩石和浅变质岩片共存的地质原因。

(1) 港河浅变质岩的原岩年龄

采用单颗粒锆石的质谱计双带源逐层蒸发法(刘敦一等，1988；宋彪，1994)和全岩 Sm-Nd 等时线法测年代表所测岩石时代。共挑选出 10.5 粒无色透明锆石晶体(半粒是机械破碎造成的)，大小 200 μm×100 μm 左右，(110) (111) 晶面发育，少裂纹，无熔蚀，为火山岩生长锆石晶体。结果获 4 组锆石年龄：760 Ma±9 Ma，769 Ma±7 Ma，745 Ma±6 Ma 和 802 Ma±18.6 Ma (表 6—4)。同时获得该剖面 7 个样品的全岩 Sm-Nd 等时线年龄为：790 Ma±18.6 Ma (表 6—5，图 6—6)。矿物锆石 Pb-Pb 法与全岩 Sm-Nd 法获得一致年代，彼此互证，指示莒蒲港河浅变质岩原岩年龄为 760～790 Ma，属新元古代震旦纪。

表 6—5 莒蒲浅变质 Sm-Nd 同位素数据

样品号	$\frac{Sm}{10^{-6}}$	$\frac{Nd}{10^{-6}}$	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$(^{143}Nd/^{144}Nd)_{测}$	误差
94303-2	3.643	29.28	0.07526	0.511512	±24
94303-3	4.298	29.83	0.08712	0.511563	±20
94303-4	4.372	28.92	0.09145	0.511587	±22
94303-5	8.998	57.38	0.09486	0.511601	±16
94303-6	9.043	55.01	0.09947	0.511638	±15
94303-7	8.987	52.76	0.1031	0.511668	±10
94303-8	11.48	55.36	0.1254	0.511770	±12

(南京大学现代分析中心测试)

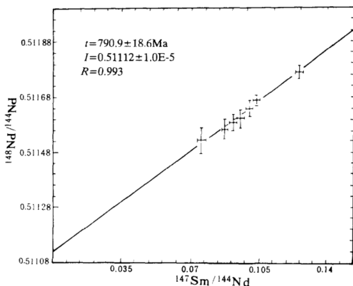


图 6—6 菖蒲浅变质岩 Sm-Nd 全岩等时线年龄

(2) 港河浅变质岩的变质年龄

同样的 7 个样品中获得全岩 Rb-Sr 等时线年龄为 232.2 Ma±8.3 Ma (表 6—6,图 6—7)。这个年龄与共认的大别山 UHP 中榴辉岩形成年龄 240～220 Ma 相当,代表了印支期变质年龄(华北与扬子地块碰撞时代)。封闭温度相差不大的 Sb-Nd 和 Rb-Sr 全岩同位素体系给出截然不同的年代学记录,值得今后进一步研究。同时又获得 4 个全岩 K-Ar 年龄为 157.1Ma±1.7 Ma,158.8 Ma±1.9 Ma,140.7 Ma±1.4 Ma (表 6—7),由于 K-Ar 同位素体系低的封闭温度,这组年龄反映了造山带后期隆升的岩石冷却年龄,和目前对大别山和 UHP 岩石隆升的折返时代和过程的认识是吻合的(陈江峰等,1993;Eide et al.,1994)。

表 6—6 菖蒲浅变质 Rb-Sr 同位素数据

样品号	$Rb/10^{-6}$	$Sr/^{-6}$	$^{87}Rb/^{86}Rb$	$^{87}Sr/^{86}Sr$	误 差
94303-2	78.63	85.04	2.635	0.719291	±22
94303-3	73.64	877.6	0.2391	0.710697	±23
94303-4	64.36	168.5	1.0884	0.713204	±26
94303-5	68.91	208.6	0.9247	0.712695	±18
94303-6	89.45	323.4	0.7882	0.712146	±16
94303-7	95.78	430.2	0.6244	0.711440	±14
94303-8	120.8	210.8	1.6382	0.715346	±12

(南京大学现代分析中心测试)

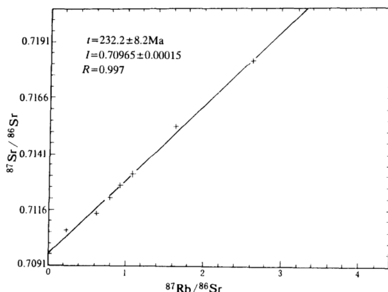


图 6—7 菖蒲浅变质岩 K-Ar 同位素地质年龄数据

6.4.2 苏北赣榆石桥构造窗

苏北地区出露皆为东海群片麻岩、榴辉岩、超基性岩、大理岩和混合岩，构成高压变质带(图 6—8)。在这大片高压变质带分布腹地、赣榆县北苏鲁两省交界附近，出露了面积很小的浅变质岩系，即“石桥构造窗”。

表 6—7 菖蒲浅变质岩 K-Ar 同位素地质年龄数据

样品号	K/%	$^{40}Ar/(mol\cdot g^{-1})$	$^{40}Ar/\%$	$^{40}Ar/^{40}K$	年龄/Ma
94303-2	2.42	6.8858×10^{-10}	98.44	9.5328×10^{-2}	157.1±1.7
94303-3	2.37	6.8222×10^{-10}	94.34	9.6441×10^{-3}	158.8±1.9
94303-5	3.02	9.5336×10^{-10}	95.40	1.0576×10^{-2}	173.5±2.1
94303-6	2.53	6.4222×10^{-10}	99.21	8.5044×10^{-3}	140.7±1.4

采用常数：$\lambda^{E}=0.581\times10^{-10}a^{-1}$，$\lambda^{B}=4.962\times10^{-10}a^{-1}$，$K/K=1.167\times10^{-4}$(原子比)。
(地矿部南京地质矿产所测试)

石桥构造窗地质特征如下。

(1) 石桥浅变质岩系

石桥出露的浅变质岩由灰—深灰色的板岩和杂砂岩组成。

果园剖面(无顶无底)

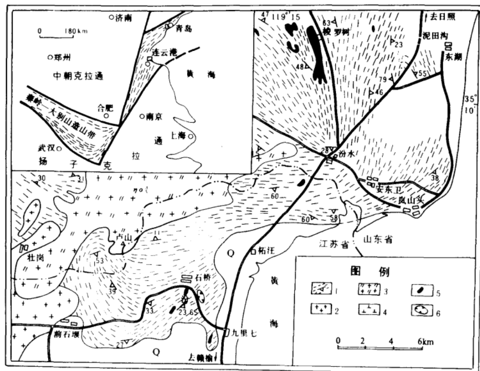


图 6—8 苏北赣榆石桥构造窗区域地质图

1—东海群片麻岩；2—燕山期花岗岩；3—石英二长岩；4—闪长岩；5—超基性岩(包括榴辉岩)；6—构造窗

下部为含细砾(<1 cm)杂砂岩、粉砂岩和泥质粉砂岩、泥岩，构成清晰的韵律旋回(0.5 m)，其内又可划出若干粒序层(2.5 cm)，在采坑壁面约10余米剖面内有10余个韵律层。原岩结构保存良好，层理(S_0)基本完好。泥质较多的岩石发育板理(S_1)，但平行于S_0。

上部岩石颗粒变细，以粉砂岩为主，沉积韵律仍然发育，并见有10 cm厚的数层石英岩层。

果园东小采坑剖面：仅出露红柱石板岩，同样发育韵律层。

这套浅变质岩变形很弱，与周围的高压变质带内的强烈变形形成鲜明对照，浅变质岩除板理外，局部可见35°/2°的水平皱纹线理。

山东省区调队将这套浅变质岩划为胶南群邱官庄组(赣榆幅1：20万，1982)；江苏省地矿局在编江苏省及上海市区域地质志时，划为胶东群坪上组(Ar—Pt_1，江苏地矿局，1984)。这两种观点看来均不妥，因为：一是石桥浅变质岩变质极弱，而胶南群、胶东群为高级变质岩，而且是高压—超高压变质带，二者不可同比；二是前者变形弱(至多有2期变形)，后者变形强，有4～5期变形，显然不属同一构造层。孙竞雄等在开展"苏北变质岩"专题研究中(1988)，将这套浅变质岩从深变质岩中分出，建立"石桥群"，时代定为古元古代，并认为"石桥群"不整合于深变质岩系(东海群 Ar)之上。本研究采得部分微古化石，其中有：

Trematosphaeridium mior Sin et Lin（小型穴位球形藻）、*Leiopsophosphaera densa*（Lin et Sin）Sin et Lin（坚实光面球型藻）等，时代为前寒武纪。

（2）石桥构造窗证据

作者在果园东小采坑剖面内获得东海群片麻岩逆掩于"石桥群"红柱石板岩之上的接触关系（图 6—9）。小采坑位于果园东约 500 m，采坑面积约 400 m^2，深 3 m。

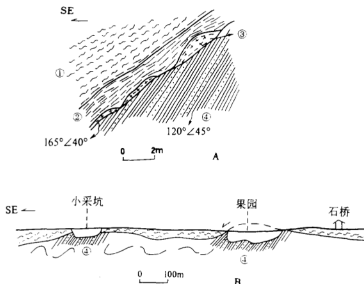


图 6—9 石桥构造窗地质剖面图

A—小采坑剖面图；B—构造窗示意图

①—东海群片麻岩；②—糜棱岩；③—面理化煌斑岩；④—石桥群板岩

剖面自上而下：

上盘：东海群长英质片麻岩，块状构造，片麻理与区域产状一致，北东走向，与冲断面产状协调，倾向南东、出露 2m 厚。

冲断面：上部为糜棱岩及长英质片麻岩。

下部为面理化、透镜状斑岩，断面产状 165°/40°，宽约 80 cm。

下盘：红柱石板岩，粒序层理清晰，由砂岩—粉砂岩—板岩组成，出露厚度在采坑内约有 20 m。产状 162°/45°。

东果园大采坑周缘四壁未找到二者的直接接触关系，而在坑口外几米处就有东海群片麻岩露头。只能有两种推断，一是"石桥群"为一倒转向斜；二是片麻岩超覆于石桥群之上。小采坑剖面证实了后者。

6.4.3 UHP 带内浅变质岩片研究的地质意义

从变质环境角度来看，大别-苏鲁超高压带内的浅变质岩片，与周围超高压岩石变质环境迥异，大别港河浅变质岩为低绿片岩相，而所包裹的 UHP 岩石，其 $p=2.8\sim3.8$ GPa，$t=700\sim900$℃。这两种岩石现共存于一体，确实给人以诸多的启示。

（1）浅变质岩与 UHP 原岩时代一致

浅变质岩原岩年龄 760～800 Ma(锆石 Pb-Pb 法)得到全岩 Sm-Nd 等时线年龄 790 Ma 的支持。此与邻区五庙报道的榴辉岩原岩年龄 685±64 Ma(锆石 U-Pb 法),山东荣城榴辉岩锆石年龄 747 Ma 和 788 Ma(锆石 Pb-Pb 法),青岛仰口榴辉岩原岩年龄 682～730 Ma(锆石 Pb-Pb 法)等一批榴辉岩(UHP)原岩年龄是一致的。这说明浅变质岩和 UHP 岩石原岩时代是接近的。都是属新元古代震旦纪,虽然它们在后期变质中差别巨大。这对确定 UHP 形成环境和深度具有重要的约束意义。

(2) UHP 岩石和浅变质岩的变质时代一致

大别山的 UHP 岩石变质时代绝大多数年龄为 240～220 Ma,浅变质岩 Rb-Sr 年龄为 232 Ma,完全一致。从而说明二者不仅原岩时代相同,而且在印支期又共同经受了变质作用,为同一构造事件的变质岩。其差异是 UHP 岩石遭受了极高压的变质作用,而浅变质岩变质甚弱。如果二者没有非常显著的落差,又怎样存在如此大的压力差和温度差?反之亦然。可以说以往对 UHP 岩石成因环境的推测(100 km 深)遇到了棘手的难题,如何解释 UHP 和浅变质岩时、空一致,p-t 迥异的现象。

(3) 浅变质岩与 UHP 岩石隆升历史不一致

浅变质 K-Ar 年龄(157～158 Ma)反映的是抬升过程的冷却年龄,与 UHP 岩石的折返冷却年龄 205～175 Ma 不一致,指示二者的差异隆升特征。证明 UHP 带内不同岩片在折返中抬升速率是不同的。这个过程可能是使二者混杂在一起的主要原因。

(4) 浅变质岩面理与 UHP 岩石面理产状协调

从剖面可知,浅变质岩板理不仅与接触带(糜棱岩带)产状一致,而且与 UHP 岩石内的面理一致。显然两种面理所反映的构造环境和变形习性相差甚远。前者处于低绿片岩相环境,而后者则是榴辉岩相或角闪岩相条件。二者面理产状协调意味着 UHP 岩石最后的面理产状是在浅部形成的。相当于板理形成的深度和环境。

(5) 石桥构造窗也可能是一个由浅变质岩组成的构造岩片,在大别山和苏北地区浅变质岩片出现在 UHP 带内,表明在 UHP 带之下可能存在浅变质岩系的变质基底,相当于俯冲基底(扬子基底),从而证明 UHP 带在产状上为一个薄皮构造。这对我们认识和追溯 UHP 岩石形成和折返机制至关重要。

6.5 UHP 岩石折返机制——反向加楔模式

UHP 岩石中含柯石英和金刚石榴辉岩发现,将变质条件提高到 t:700～900℃,p:2.8～3.8 GPa,推测深度可达 100 km 或更深(潘国强等,1990;Xu et al.,1992)。这个深度已经穿过地壳,达到正常的岩石圈地幔或软流圈深度。是什么机制使如此深的岩石折返到地表并保存下来,无疑是一个挑战性课题。Platt(1975,1985)提出底侵机制(underplating)解释洋壳俯冲带蓝片岩高压变质带形成、折返和保存过程,得到地质界认可。蓝片岩形成深度 20～40 km,而大别山 UHP 岩石形成深度远超过这个深度,那么应该是什么新的机制使 UHP 岩石折返和保存呢?许多学者倾心于大别山 UHP 岩石折返机制研究。Okay et al.,(1992)提出三叠纪冲断-剥蚀模式,Nie et al.(1994)修改了 Okay 的模式;王清晨等(1992)的剪切回流模式;Maruyama et al.(1994)三叠纪近水平挤出和白垩纪岩浆穹隆机制;Hacker et al.(1995)三叠纪近垂直挤出和白垩纪板缘伸展机制。模式不尽相同,但对其动力学认识是一致

的，即扬子地块向北俯冲于华北地块之下的单向俯冲机制。最新的地球物理测深资料揭示了大别山造山带双向俯冲的格局，同位素年代学资料证明大别山不同岩块（片）差异隆升的基本特征。据此，作者提出 UHP 岩石折返新机制——反向加楔机制。

6.5.1 华北地块反向俯冲-加楔作用

华北地块南缘被合肥-固始中新生代盆地所掩覆，露头甚少。近年来在北淮阳带已确认存在泥盆—石炭、二叠纪的海盆，其生物组合呈华北和扬子混生型（金福金，1994）。毕志国等（1994）于皖西霍丘四十里长山南缘发现白大山群（时代泥盆纪）。因其北霍丘铁矿（华北基底硅铁建造），所以白大山群是北淮阳带的沉积岩系（华北地块缺失志留系）。白大山群石英片岩夹碳酸盐岩（含丰富的微古化石），面理向南倾，倾角 20°～60°，为向北逆冲的构造叠片。指示华北基底向南俯冲。淮南—晓天大地电磁测深剖面揭示了华北地块向南俯冲到大别山造山带之下的地壳结构（图 6—10，李秀新等，1992），地震 P 波速分析提出大别下方 30 km 左右出现华北型地壳（张俊清，1988）。六安—瑞昌 MT 剖面也证实在北淮阳带之下的壳内低阻层向南倾斜，直插到 NDB 之下（图 6—11），（董树文等，1993）。华北地块反向俯冲（A 型俯冲）应为早—中侏罗世；其二，地球物理测深剖面显示，华北向南俯冲的结构清晰和完整，后期干扰不明显，而早期的扬子向华北地块俯冲（正向俯冲）的地壳结构已模糊、变形，说明反向俯冲晚于正向俯冲；其三，北淮阳在此时已转为前陆盆地，早侏罗系沉积（防虎山组）最靠近俯冲面。石炭系前地层向北逆冲，并见有变质地层逆冲于侏罗系之上等。

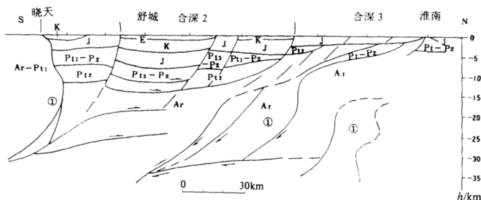


图 6—10 淮南—晓天 MT 剖面解释剖面图

袁学诚等（1994）总结东秦岭深反射地震剖面时，也勾划出华北与扬子地块对冲模式。王泽九、吴功健等（1993）在青藏高原北缘、祁连山造山带的反射地震剖面中亦发现青藏高原北缘向南倾的俯冲带[1]。似乎祁连-秦岭-大别造山带北部都存在向南倾的俯冲带和双向俯冲的结构。在大别山反向俯冲主要发生于早中侏罗世（J_{1-2}），而正向俯冲时代为早三叠世（T_{1-2}），在郯庐断裂带西侧华北地块反向俯冲是具左行大平移造成的尾端效应。

徐嘉炜等（1995）估算大别山在郯庐平移运动中缩短量（吸收量）>150 km。正是在华北地块反向俯冲-加楔的动力条件下，大别山造山带进入到后碰撞期的隆升阶段。大别山内不

[1] 王泽九、吴功健、吴宜志等，祁连山造山带反射地震剖面研究，1995。

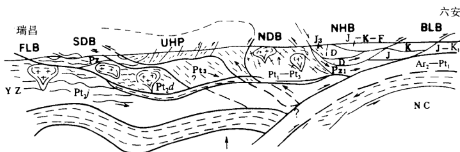


图 6—11　大别造山带地壳结构示意图

（据 MT 测深）

FLB—前陆褶带；UHP—超高压变质带；NDB—北大别正变质杂岩；NHB—北淮阳加里东对接带，印支—燕山期滑覆带，BLB—后陆盆地（J—K—E）。PZ—前陆褶皱带，Pt_2j—俯冲的江南基底（地体），Pt_2d—俯冲的董岭式基底（地体），Pt_2—俯冲的张八岭式基底，Pt_1—Pt_3—大别山变质杂岩，D—泥盆—志留系复理石，Pz_1—加里东对接带，J—K—E—合肥盆地，Pt_1—Ar_2—华井基底（地全）高导层→主运动方向→次运动方向

同岩块和岩片的矿物冷却年龄体现出差异隆升的特征。

6.5.2　UHP 折返过程

利用大别内不同岩块（片）和不同矿物（Hb，Bi 等），同一岩块（片）不同定年方法（Ar-Ar，AFT 等）获得造山带内各岩块的冷却年龄曲线，恢复造山带隆升和 HUP 折返的过程。不同矿物同位素封闭温度列于下表。结果表明，大别山隆升，特别是 UHP 岩石折返是一个明显的冷却过程，不同岩块（片）隆升时间和速率是不一致的。大别山造山带隆升分三个阶段（图 6—12）。早侏罗—中侏罗世（205～175 Ma）UHP＋SDB 快速隆升阶段；早白垩世（135～175 Ma）NDB 隆升阶段；早白垩世晚期（120～105 Ma）大别山整体抬升阶段。

大别山中生代俯冲—隆升—揭露历史和过程及动力学机制重塑于图 6—12 中。

表 6—8　大别造山带封闭温度序列和冷却速率

矿　物	同位素方位	封闭温度	冷却速率
锆　石	U-Pb	＞800℃	
角闪石	Ar-Ar	560℃	100℃/Ma
白云母	Rb-Sr Ar-Ar(K-Ar)	550～500℃ 350℃	
黑云母	Rb-Sr，Ar-Ar，K-Ar	340～300℃	100℃/Ma
磷灰石	裂变径迹(AFT)	110～100℃	100℃/Ma

1. 陆-陆碰撞-UHP 形成期（240～220 Ma）

扬子地块俯冲到北大别微古陆和华北地块之下，形成由陆壳岩石变质的 HP-UHP 变质带。UHP 岩石在底侵作用下形成一系列构造岩片。扬子与华北陆间海消失，中国大陆统一（图 6—13A）。

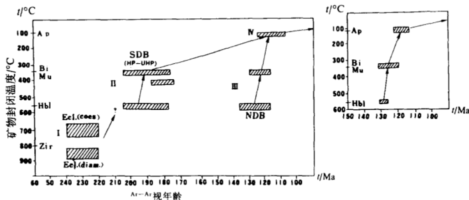


图 6—12　大别造山带变质岩(A)和花岗岩(B)冷却曲线图

2. UHP 急速折返期(205～175 Ma)

碰撞实现和 UHP 形成后,造山带即转入后碰撞的伸展阶段,其加厚的地壳或岩石圈开始折沉(delimitation),造山带隆起(Molnar,1993). 与此同时,郯庐断裂带启动(在太平洋板块作用下),并产生大规模左行平移运动,导致西侧华北地块向南运动,由于造山带的阻隔和断裂带尾端效应(在造山带南侧前陆带平移距离为零),华北地块在大别造山带北侧(北淮阳加里东—印支期构造带北缘)向南俯冲(1.0 cm/a)插入到大别山之下。相对于扬子地块早期向北俯冲运动(正向俯冲),我们称反向驱动力的顶托下,沿原俯冲路线急速折返。造山带山根的拆沉作用,导致地壳变薄,下地壳加热,亦成为 UHP 折返的附加驱动力。UHP 作为独立的构造岩片楔较 SDB 岩块折返速率要快得多。在 205～175 Ma 的 30 Ma 内,UHP 从 70 km 以下以 10mm/a 的速率折返。其时,NDB 上升缓慢。在造山带前陆盆地早—中侏罗世磨拉石沉积,后陆的合肥盆地亦开始接受沉积(图 6—13B)。

3. NDB 快速隆升期和花岗岩侵位(135～120 Ma)

持续约 40Ma(175～135 Ma)后,后碰撞期山根大规模垮塌发生,去山根化实现,致使软流层全面上涌,下地壳和上地幔发生部分熔融,造山带继续隆升。郯庐断裂经过一段平静期后,再度活动。此时,以东侧约 30 km(张俊清,1988),对 NDB 起作底板垫托作用,以及软流上涌的热穹隆和熔融花岗岩上侵的联合使用,使 NDB 托起上隆,从角闪岩相降至绿片岩相,抬升速率大约 0.8 mm/a。UHP 和 SDB 相对缓慢上升。花岗岩上侵造成岩石混合岩化(NDB 南侧)上覆岩石向下滑覆。北淮阳带与 NDB 之间拉裂,导致火山喷发。郯庐断裂带东侧前陆区地壳减薄,并形成拉分盆地,对造山带混熔型岩浆房进行"抽吸",发育成长江中下游晚侏罗—早白垩世岩浆-火山带。NDB 抬升,剥蚀的物质主要堆积到合肥盆地(图 6—13C)。

造山带岩浆上侵使各岩块(片)焊接成一体。值此,华北岩楔反向俯冲-加楔作用结束,后碰撞的去山根作用(特提斯构造)告终。地质演化进入到环太平洋构造域。

4. 大别造山带整体抬升期(120～105 Ma)

大别山造山带被早白垩世花岗岩焊成一体后,开始整体抬升。这个时期主体受控于濒太

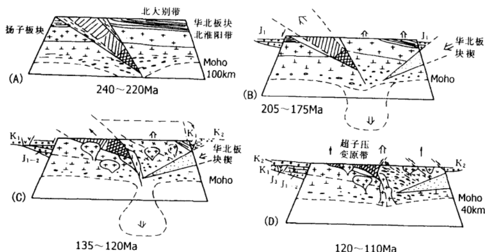


图 6—13 大别造山带 UHP 岩石折返——反向加楔机制示意图

NDB—北大别地块；YZ—扬子地块；NHBNC—华北淮阳地块；NCW—华北楔；UHP—超高压带；Delimitation—拆沉作用；Moho—莫霍面

平洋构造域的伸展动力学机制。在 120～105 Ma 内，岩石由 300℃冷却至 100℃，抬升速率约 0.5mm/a。此后，大别山进入到缓慢、均匀抬升期(图 6—13D)。

6.6 郯庐断裂带形成—发展与大别-苏鲁造山带演化

6.6.1 郯庐断裂启动—发展与华北地块反向俯冲(加楔)和郯庐被动剪切带

郯庐断裂(指山东郯城—安徽宿松段)，南接大别山造山带(西侧)，北连苏鲁造山带(东侧)。郯庐断裂最早活动时期为早侏罗世，依据有：①切割中晚三叠世形成的碰撞造山带，应晚于三叠纪；②早侏罗系山前磨拉石建造在郯庐两侧可以对比，早侏罗世郯庐断裂已明显控制沉积厚度，两侧侏罗系地层在庐江冶父山连成一片，指示郯庐初期是发育于地壳的隐伏断层，在地表为线性坳陷带；③古地磁证明，晚侏罗世后郯庐已没有大规模左行平移(邢历生等，1995)。早白垩世，西侧霍山(N31.4°)和东侧诸城(N35.9°)古纬度相差 4°，基本就是现在两地的纬度差；晚侏罗世，西侧霍山(N31.4°)和东侧庐江(N31.2°)，古纬度与现纬度基本一致。中侏罗世，西侧肥西纬度 N21.2°±9°，东侧安庆为 13.1°±13.2°，误差值大，难以定论。可见晚侏罗世后位移不大。另，郯庐断裂东侧地块在早白垩世前，发生 13°～36°的逆时针旋转，其中 15°～25°的旋转发生在晚侏罗世，早白垩世只旋转 4°。郯庐带东侧晚侏罗世主要发生旋转，平移不大。那么大平移只能出现在早中侏罗世；④前陆沉积盆地研究(李培军等，1995)，表明中晚三叠世黄马青期下扬子盆地已是一个走滑挤压盆地(左行)。根据黄马青群沉积物

及物源区对比，庐江黄马青群砂岩重砂样品中，磷灰石高达 475.92 g/t，多硅白云母为富 K_2O、Al_2O_3，贫 CaO、Na_2O，恢复物源为大别山南缘的宿松群和变磷矿，其中二者白云母成分一致(荆延仁等，1991)。怀宁月山黄马青群人工重砂发现蓝刚玉，与宿松群虎踏石组蓝刚玉蓝晶石片岩可对比，后者含蓝刚玉达 5%～35%(荆延仁等，1991)。但他们与物源区都断离(左行＞60 km)。这是同沉积期走滑运动的表现。证明郯庐断裂左行平移启动最早为 T_{2-3}。

作者认为，郯庐断裂带左行大平移运动发生在早侏罗世。其时，西侧是主动盘。华北地块大幅度向南运动，造成在大别山北侧下插俯冲，在西侧尾端以造山带地壳增厚吸收平移的物质。华北岩楔向大别造山带的反向俯冲使造山带内北倾的 UHP 变质岩楔在其反作用力驱动下，沿原路迅速折返(图 6—13)。其时期记录为 205～175 Ma。郯庐断裂早期可能形成于中地壳，在地表并没有出露，这与郯庐带早期韧性变形(糜棱岩带)的事实相符。另外在东侧长江中下游地区基底(星子杂岩、董岭发岩)变质岩中发育一组 SW—NE 走向的拉伸线理，倾向 SW，倾角 20°～40°。虽然它们受后期构造变动十分强烈，但其线理产状保存下来，从庐江—董岭平行郯庐方向，指示由 SW 向 NE 运动，无疑属郯庐带，也证明是上—中地壳变形特征。因为，郯庐带其西侧是主运动盘，所以形成了早期中地壳次层的郯庐被动剪切带。这个时期正是太平洋板块向大陆板块斜向俯冲作用的阶段(Ichikawa，1990)，这意味着郯庐断裂的启动与太平洋板块作用有关。因此，郯庐断裂作为后碰撞的转换断层(Okay et al.，1992)，若以大别山与苏鲁 UHP 岩系错距 560 km 为郯庐断裂最大平移距离，主平移时间应为 205～152 Ma(J_1—J_2)，平移速率 1 cm/a。而徐嘉炜等(1995)认为主平移时间在 140～110

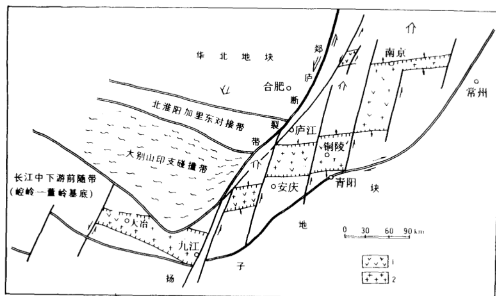


图 6—14　郯庐断裂南端构造效应与长江中下游岩浆岩带示意图

1—J_3—K_1 火山喷出岩；2—J_3—K_1 中酸性侵入体

Ma 间(J_3-K_1)，平移速率为 2.33 cm/a。

6.6.2 郯庐断裂扩展—定型

太平洋俯冲继续，郯庐断裂亦在扩展，在垂直方向上由早期中地壳向地表和深部(下地壳)传播；在横向上沿两个端点向外扩展，由被动剪切带转变成郯庐断裂带。向地表传播可见晚侏罗世—早白垩世火山岩和花岗岩边界受其控制，脆性破裂发育，在地形上出现山脊；向深部传播被地球物理资料所证实，现在郯庐断裂已演化成一条岩石圈断裂，诱发出玄武岩喷发(含二辉橄榄岩包体，典型的地幔岩浆)。向两端扩展北越渤海，过辽东至依兰—伊通，进入俄罗斯境内，向南过长江后与赣川断裂合并(再向南不明)。这些晚期扩展的断裂平移距离大大减少，只有十几 km 或几十 km。晚侏罗—早白垩世以东侧运动为主，反映出环太平洋构造应力已占优势。郯庐带东侧以反时针旋转和小平移运动为主，晚侏罗世反时针旋转达 15°～25°(邢历生等，1995)。

郯庐断裂的南部尾端效应是，西侧地壳加厚，华北地块俯冲到大别山造山带之下，造成大别山造山带差异隆升和 UHP 折返。东侧地壳减薄，在长江中下游前陆带形成拉分盆地，上地幔隆起带，引起晚侏罗—早白垩世广泛岩浆活动(图 6—14)。岩浆注入浅表，同时焊接了断裂和层圈、层块界面，使地壳刚性增强，地幔与地壳耦合程度加大。郯庐断裂被愈合而停止剧烈活动，转入到后演化阶段(如裂陷阶段)。早白垩世反时钟旋转仅为 4°，大大弱于晚侏罗世即为信号。

第七章 大别—苏鲁地区高压超高压变质作用可比性及其与郯庐断裂带的演化

7.1 引 言

华北与扬子地块边界高压变质带的发现与确立是20世纪80年代中国变质地质学研究的重大进展之一。事实上，蓝片岩作为一种岩石类型，早在50年代就已在湖北省郧县被发现，60～70年代在湖北省随县幅和黄陂幅1：20万区调过程中也有所报道，但这些零星的产状并未引起人们的足够重视。直到80年代初，在1：400万中国变质地质图编制过程中才将它们在空间上连成一条蓝片岩带(董申保等，1986；张树业等，1987)。同样，榴辉岩的发现与研究始于60年代初，由于受当时学术观点的限制，一般将其视为一种基性成分的岩浆岩，忽略了它们真实的地质意义。70年代末至80年代初，少数学者分别对大别山和苏北—胶南等地的榴辉岩进行了专题研究，并确定了它们的高压变质成因(叶大年等，1979；应思准等，1981；谢窦克等，1983)。80年代末，由于在大别山和苏鲁地区同时发现了柯石英(Wang et al.，1989；Okay et al.，1989；Yang et al.，1989)，在我国迅速掀起对榴辉岩和超高压变质作用的研究热潮。研究者们开始将大别山与苏鲁地区连接起来，同时将蓝片岩带与榴辉岩带在成因上联系起来，共同构成一条规模巨大的高压变质带(张树业等，1989；刘晓春，1991)。

高压变质带西起鄂豫陕交界，东至山东半岛，全长超过1500 km。变质带本身由南侧以蓝片岩为代表的低温高压变质带和北侧以(含柯石英)榴辉岩为代表的高温(超)高压变质带构成(图7—1)。前者主要由中—新元古代盖层沉积变质岩系组成，从西向东分称武当群、耀岭河群(武当山北缘)、张八岭群(皖中)和海州群(苏北)，蓝片岩均产于岩系的上部层位；后者主要由新太古—古元古代结晶基底构成，包括大别地块(大别群)和苏鲁地块(东海群、胶南群和部分胶东群)，其特征是榴辉岩大规模产出于片麻岩杂岩中。两条高压带近于平行展布，其主要接触界线均为深断裂。郯庐断裂带明显将高压带分割成两个部分，西部存在于商丹-桐柏-桐城断裂与青峰-襄樊-广济断裂之间，东部基本上限制在五莲-即墨-牟平断裂与嘉山-响水断裂之内，仅张八岭群沿郯庐断裂带东侧产出。

7.2 蓝片岩杂岩及其低温高压变质作用

7.2.1 岩石序列及构造环境

构成蓝片岩杂岩的主体为一套以酸性火山岩占绝对优势的变质火山沉积建造。其底部普遍发育一套陆源浅海相变质蒸发岩系，以磷灰岩-石墨片岩-大理岩-蓝晶石片岩组合为特征，在鄂北黄麦岭、皖西宿松和苏北海州均见其角度不整合于结晶基底之上。酸性火山岩以凝灰质岩石为主，其中含有大量的钠长石晶屑，SiO_2含量一般>70%，Na_2O含量约在4%～

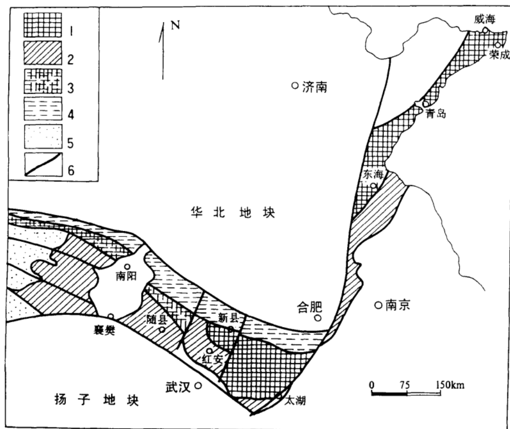


图 7—1 高压变质带的组成及分布简图

1—高温(超)高压变质带;2—低温高压变质带;3—秦岭—桐柏深变质杂岩;4—北淮阳浅变质杂岩;5—古生界;6—断层

7%之间(表 7—1)。基性火山岩也以凝灰质岩石为主,其中有一部分是熔岩和火山角砾岩,SiO_2 含量一般在 45%～55%之间,Na_2O 含量绝大多数>3%。显然,这套火山岩组合是细碧-石英角斑质的,并具双峰式特征。在大别山南缘红安群中,上部发育一套互层状变基性火山岩-变泥质岩组合,向西桐柏山南缘随县群上部还出现一套属于上震旦统的稳定浅海相环境形成的互层状变泥质岩-变碳酸盐岩组合,但这两套岩石在苏北海州群中未见出露。

在蓝片岩杂岩中未见蛇绿岩。基性火山岩的平均化学成分总体上与拉斑玄武岩相似,但靠上部层位趋于偏碱性。稀土元素配分模式呈 LREE 富集型,基本上不具有铕异常。其主要比值$[La/Sm]_N$=1.45～3.96,平均 2.59,$[La/Yb]_N$=1.74～10.97,平均 5.61,明显不同于典型的洋脊拉斑玄武岩(平均$[La/Sm]_N$=0.4～0.7,$[La/Yb]_N$=1.0),而具有大陆属性(大陆裂谷拉斑玄武岩平均$[La/Sm]_N$=2.82,$[La/Yb]_N$=10)。微量元素中除少数样品的 Zr 略

表 7—1 蓝片岩杂岩的平均化学成分 (w_B/%)

岩石类型		样品数	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	MnO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	灼减	总量
变酸性火山岩		49	71.40	13.54	2.84	0.94	0.90	0.10	1.48	4.79	2.02	0.53	0.14	1.25	99.69
变基性火山岩		50	47.88	14.66	6.51	6.20	5.96	0.20	7.31	3.36	0.60	2.01	0.31	3.79	98.92
变泥质岩		28	50.81	14.73	7.00	2.79	4.82	0.16	4.06	1.70	5.44	2.14	0.45	5.15	99.89
变碳酸盐岩	方解石大理岩	5	24.99	4.33	2.30	1.18	2.65	0.20	33.00	2.04	0.35	0.61	0.08	28.59	100.25
	白云石大理岩	2	9.47	1.79	0.75	1.14	19.33	0.06	25.61	0.92	0.71	0.29	0.06	39.56	99.66

有偏差外，其他如 Sr、K、Rb、Ti 以及 K/Rb、Rb/Sr 均接近于大陆裂谷拉斑玄武岩的平均值。在 Pearce 的一些玄武岩判别图解上，投影点主要落在板内玄武岩区，少数落在洋中脊玄武岩区，可视为过渡壳的产物。结合这套岩石的产出位置及其两侧均有新太古—古元古代结晶基底，故认为它们形成于具硅铝质地壳的大陆裂谷环境，有些部位可能已向洋壳发展。岩石组合的变化表明了裂谷由形成到发展，最后趋于稳定这一活动规律。

7.2.2 变质相系的构成

蓝片岩杂岩具有明显的递进变质作用特征。在红安群中由南向北可清楚地划分出蓝片岩相、绿片岩相和绿帘角闪岩相，海州群与其相似，但蓝片岩相已被第四系覆盖，仅发现于灌云县杨集钻孔中。其他地区由于构造破坏出露不全，随县群缺少绿帘角闪岩相，而张八岭群仅存蓝片岩相。一般情况下，各变质相界限与地层界线基本一致。在整个带上未发现极低温的浊沸石相和葡萄石-绿纤石相。

蓝片岩相：以岩石中普遍出现青铝闪石或镁钠闪石为特征，其他高压变质矿物包括锰铝榴石、红帘石、多硅白云母和黑硬绿泥石。绿纤石、硬柱石、硬玉及文石等低温矿物至今尚未发现，而绿帘石则广泛产出，故相当于高级蓝片岩相。

绿片岩相：除钠质角闪石被阳起石或冻蓝闪石取代外，其他均与蓝片岩相相似。

绿帘角闪岩相：以变基性岩中首次出现铁铝榴石和普通角闪石为标志，绿泥石和黑硬绿泥石全部消失，而黑云母大量出现。在该变质相下部的高铝质粘土岩中，普遍发育一套以蓝晶石为代表的高压矿物组合，包括蓝晶石＋钠云母、蓝晶石＋硬绿泥石、蓝晶石＋刚玉及蓝晶石＋黄玉等。

各变质相不同类型岩石的典型矿物组合列于表 7—2 中。

此外，在大别山南缘红安—大悟一带的绿帘角闪岩相岩石中，还产出一条延长近 100 km 的线状分布榴辉岩带，它也是蓝片岩杂岩的重要组成部分之一。但在其他地区的相应层位，如武当群和海州群底部未见其出露。榴辉岩的主要矿物组合为石榴子石＋绿辉石＋金红石±蓝闪石，蓝闪石的出现是其有别于基底片麻岩杂岩中榴辉岩的重要标志。

表 7—2 低温高压变质相系不同类型岩石的典型矿物组合

岩石类型	蓝片岩相	绿片岩相	绿帘角闪岩相
变基性火山岩	Cr/Mr+Chl/Sti+Ph+Ep+Ab	Act+Chl+Ph+Ep+Ab	Alm+Hb+Ep+Ab±Bi Alm+Om+Ru±Gl(榴辉岩)
变酸性火山岩	Cr+Spe+Ph+Ep+Ab+Qz Pie+Ph+Ab+Qz±Spe	Spe+Ph+Ep+Ab+Qz±Act	Alm+Bi+Ph+Ep+Ab+Qz
变泥质岩	Cr+Ph+Ep+Qz±Spe Mr+Ph+Chl+Ep+Qz	Ph+Ep+Qz±Spe	Ky+Tz+Qz±Chtd±Pa
变碳酸盐岩	Mr+Cc+Ab+Qz±Dol		Cc+Ab+Qz±Dol

7.2.3 主要高压变质矿物特征

钠质角闪石：是蓝片岩相变酸性火山岩和变泥质岩中的常见矿物。在苏北灌云县杨集钻孔中也见其与钠长石、石英、方解石和少量多硅白云母、绿帘石等伴生，在大伊山一强剪切部位亦有所见(表 7—3)。钠质角闪石均具特征的紫色，产于变酸性火山岩之中者为青铝闪石，其 $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Al^{VI})=0.30\sim0.70$，$Mg/(Mg+Fe^{2+})=0.35\sim0.75$，端员分子中以 Gl 和 Rb 为主，大致范围为 $Gl_{25\sim60}Rb_{30\sim60}Act_{0\sim20}Ts_{0\sim15}Ed_{0\sim20}$；产于变泥质岩之中者一般为镁钠闪石，其 $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Al^{VI})=0.70\sim0.90$，$Mg/(Mg+Fe^{2+})=0.13\sim0.50$，端员分子以 Rb 为主，Gl 次之，大致范围为 $Gl_{0\sim30}\ Rb_{55\sim85}\ Act_{0\sim10}\ Ts_{0\sim10}\ Ed_{0\sim15}$。青铝闪石均具环带状构造，边缘为阳起石或冻蓝闪石，其成分变化表现为 Na_{M4}、Si、Al^{VI}、Fe^{3+}降低，Al^{IV}、Fe^{2+}、Mg、Ca 及 $(Na+K)_A$ 增高，许多学者证实这一转变是在温度升高的条件下进行的(Himmelberg et al.，1969；Jacabson et al.，1986)。镁钠闪石一般成分均一，不具环带。

石榴子石：主要产于蓝片岩相和绿片岩相变酸性火山岩和少量变泥质岩中。一般以富 Mn 为特征，其主要端员分子变化范围为 $Pyr_{0.5\sim1.5}\ Alm_{18\sim40}\ Spe_{43\sim62}\ Gro_{12\sim33}$，基本上属于锰铝榴石。表 7—4 显示苏北海州群变泥质岩石榴子石中 Gro 很低，可能与原岩成分有关。绿帘角闪岩相中的石榴子石均为铁铝榴石，其内 Spe 和 Pyr 都很少。锰铝榴石内部均具有化学成分环带，从核到边 Spe 减少，Alm 和 Gro 增加，Pyr 虽然很低，但也显示了增加的趋势。说明变质过程中温度是逐渐升高的。

红帘石：产于蓝片岩相和绿片岩相变酸性火山岩中，层位少见，但分布广泛。岩石呈特征的肉红色，可作为标志层。镜下红帘石呈深红色，常具环带构造，边缘转变为绿帘石。化学成分上以富 Mn^{3+}而相对贫 Fe^{3+}为特征，$Mn^{3+}=0.08\sim0.43$，$Fe^{3+}=0.33\sim0.86$(表 7—5)。一般认为，红帘石的出现主要与高压及强氧化条件有关，而红帘石环带中 Mn^{3+}的减少也主要与压力的递减有关(Reinecke，1986)。

多硅白云母：蓝片岩杂岩中的白云母基本上都是多硅白云母，它们广泛产出于包括变基性岩在内的所有岩石中。一般呈淡绿色，其 Si＝3.26%～3.52%，平均 3.42%，Mg＝0.01%～0.39%，平均 0.13%，$b_0=0.9025\sim0.9072$ nm，平均 0.9052 nm(表 7—6)。镜下统计鉴定，$2V$ 大多集中于 10°～35°之间，并以 20°～25°者居多，为 $2M_1$ 型，与 X 射线粉晶分析鉴定结果一致。

表 7—3 代表性角闪石的化学成分(w_B/%)

地区	大别山						张八岭		海州	
样号	M12-3		M43-1		T42-3	Gl48/2-2	4-A-70	2-A-22	W604	gl
	Cr	Act	Cr	Act	Mr	Hb	Cr	Cr	Mr	Ba
SiO_2	54.910	55.142	55.681	53.921	54.326	50.90	56.709	54.947	56.619	55.76
TiO_2	0.000	0.000	0.000	0.000	0.038	1.80	0.000	0.000	0.000	—
Al_2O_3	3.318	2.314	4.919	2.660	4.146	10.58	3.409	3.465	1.445	7.62
FeO①	17.923	15.706	19.327	16.047	16.673	13.22	18.729	15.548	16.641	21.74
MnO	0.985	1.632	0.738	1.253	0.317	0.05	1.120	1.014	0.064	—
MgO	9.842	12.277	9.452	11.829	12.865	11.96	9.362	11.761	12.449	6.68
CaO	3.392	9.266	2.140	9.444	3.797	9.17	1.577	3.908	0.084	4.71
Na_2O	5.502	2.947	5.261	2.602	6.083	1.63	7.052	5.070	7.876	2.13
K_2O	0.075	0.102	0.034	0.134	0.060	0.31	0.066	0.128	0.082	0.03
总量	95.847	99.385	98.052	97.885	98.305	99.62	98.114	95.840	95.260	98.85
Si	7.99	7.90	7.83	7.86	7.62	7.10	8.02	7.89	8.10	7.99
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.19	0.00	0.00	0.00	—
Al^{IV}	0.01	0.10	0.17	0.14	0.38	0.90	0.00	0.11	0.00	0.01
Al^{VI}	0.56	0.29	0.65	0.33	0.31	0.84	0.65	0.48	0.24	0.40
Fe^{3+}	0.85	0.12	1.29	0.11	1.25	0.42	0.72	1.03	1.32	0.00
Fe^{2+}	1.33	1.77	0.98	1.85	0.71	1.08	1.50	0.83	0.67	2.60
Mn	0.12	0.20	0.01	0.16	0.04	0.01	0.11	0.12	0.01	—
Mg	2.14	2.62	1.99	2.57	2.69	2.49	1.92	2.51	2.66	1.46
Ca	0.51	1.42	0.32	1.48	0.57	1.37	0.24	0.60	0.01	0.72
Na	1.55	0.82	1.57	0.74	1.66	0.44	1.94	1.41	2.19	0.59
K	0.01	0.02	0.01	0.03	0.01	0.06	0.01	0.02	0.02	0.00

Gl48/2-2 为湿法分析,其他为电子探针分析;①全 Fe 作为 Fe^{2+}。

表 7—4 代表性石榴子石的化学成分 (w_B/%)

地区	大别山						海州		
变质相	蓝片岩相				绿片岩相	绿帘角闪岩相	绿片岩相		
样号	M12-3		M48-2		P18	Gl48/2-2	W608	L15-2/4	
	核	边	核	边				核	边
SiO_2	37.39	38.487	38.444	38.649	37.10	38.50	37.309	36.329	35.605
TiO_2	0.000	0.000	0.000	0.000	0.58	0.60	0.183	0.119	0.356
Al_2O_3	21.434	20.845	14.681	16.107	20.11	19.70	19.794	22.680	22.033
FeO*	8.124	8.349	8.991	10.280	12.62	27.33	9.661	15.430	16.841
MnO	27.763	22.203	30.370	24.232	18.20	0.96	19.803	24.995	24.942
MgO	0.257	0.249	0.128	0.207	0.41	0.96	0.069	0.472	0.580

续表

地 区	大别山						海州		
变质相	蓝片岩相				绿片岩相	绿帘角闪岩相	绿片岩相		
样 号	M12-3		M48-2		P18	Gl48/2-2	W608	L15-2/4	
	核	边	核	边				核	边
CaO	7.118	7.812	8.699	9.997	9.70	11.25	11.362	0.637	0.503
Na_2O	0.038	0.037	0.098	0.096	0.07	0.16	0.052	0.036	0.074
K_2O	0.000	0.000	0.014	0.000	0.24	0.04	0.000	0.035	0.018
总量	102.129	97.981	101.424	99.567	99.03	99.50	98.234	100.733	100.951
Si	2.97	3.26	3.17	3.18	3.01	3.08	3.04	2.94	2.90
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.04	0.02	0.01	0.02
Al	2.01	2.08	1.43	1.56	1.92	1.86	1.90	2.16	2.12
Fe^{2+}	0.54	0.59	0.62	0.71	0.86	1.83	0.66	1.04	1.15
Mn	1.87	1.59	2.12	1.69	1.25	0.07	1.37	1.71	1.72
Mg	0.03	0.03	0.02	0.03	0.05	0.11	0.01	0.06	0.07
Ca	0.61	0.71	0.77	0.88	0.84	0.96	0.99	0.06	0.04
Na	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
Pyr	1.00	1.08	0.45	0.76	1.66	3.70	0.33	2.09	2.35
Alm	17.73	20.22	17.58	24.42	28.67	61.62	21.78	36.24	38.59
Spe	61.37	54.46	60.17	51.13	41.67	2.36	45.22	59.58	57.72
Gro	19.90	24.24	21.80	26.69	28.00	32.32	32.67	2.09	1.34

P18 和 Gl48/2-2 为湿法分析，其他为电子探针分析；* 全 Fe 作为 Fe^{2+}。

表 7—5 红帘石的化学成分 ($w_B/\%$)

地 区	大别山			张八岭		海州
样 号	M29-1		Gl67/1	2-A-38	2-A-38	YT①
	核	边				
SiO_2	38.591	39.433	39.833	37.159	37.414	38.73
TiO_2	0.062	0.000	0.000	0.079	0.000	0.14
Al_2O_3	24.731	20.983	23.540	20.833	20.053	25.24
FeO②	5.473	10.705	7.754	11.594	12.861	5.83
$Mn_2O_3$③	2.764	0.673	5.193	3.094	2.488	5.84
MgO	0.000	0.083	0.050	0.057	0.068	0.07
CaO	22.392	22.500	18.811	23.200	23.643	21.99
Na_2O	0.031	0.042	0.032	0.039	0.000	0.01
K_2O	0.048	0.059	0.038	0.000	0.000	0.04
总量	94.091	94.478	95.250	96.074	96.526	97.89

续表

地区	大别山			张八岭		海州
样号	M29-1		Gl67/1	2-A-38	2-A-38	YT①
	核	边				
Si	3.12	3.21	3.19	3.06	3.07	3.01
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Al	2.36	2.02	2.22	2.02	1.94	2.31
Fe^{3+}	0.33	0.66	0.47	0.72	0.80	0.34
Mn^{3+}	0.17	0.05	0.32	0.22	0.17	0.43
Mg	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01
Ca	1.94	1.96	1.61	2.05	2.08	1.83
Na	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
K	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00

①引自丁纪元(1988);②全 Fe 作为 Fe^{3+};③全 Mn 作为 Mn^{3+}。

表 7—6 代表性多硅白云母的化学成分 (w_B/%)

地区	大别山			张八岭		海州		
样号	M11-3	M32-12	M44-3	ZhP_2-BP_{21}	ZhP_2-BP_{40}	$YT_1$①	YT_2	$YT_3$①
SiO_2	50.40	51.70	51.20	50.40	50.10	48.10	48.60	49.10
TiO_2	0.35	0.60	0.25	0.35	0.55	0.91	0.47	0.77
Al_2O_3	23.55	23.45	23.35	22.90	22.65	22.84	21.71	22.85
Fe_2O_3	2.27	5.85	5.64	6.35	6.23	5.89	6.60	5.67
FeO	0.50	1.26	0.98	0.94	1.50	2.40	2.35	1.72
MnO	0.33	0.13	0.13	0.35	0.18	0.05	0.29	0.43
MgO	0.18	0.46	1.32	1.28	0.96	2.94	2.82	3.15
CaO	2.26	1.51	1.18	1.59	2.12	0.08	0.22	—
Na_2O	0.39	0.71	0.45	0.23	0.28	0.14	0.06	0.11
K_2O	9.92	8.91	10.00	9.90	10.00	10.60	10.00	11.35
P_2O_5	0.03	0.03	0.00	0.05	0.05	—	—	—
H_2O^+	5.20	5.26	4.96	4.72	4.56	5.70	6.20	4.67
CO_2	0.30	0.58	0.38	0.68	0.62	—	—	—
总量	100.58	100.45	99.84	99.54	99.80	99.65	99.32	99.82
Si	3.41	3.47	3.46	3.50	3.45	3.36	3.40	3.35
Ti	0.02	0.03	0.01	0.02	0.03	0.05	0.03	0.04
Al^{IV}	0.59	0.53	0.54	0.50	0.55	0.64	0.60	0.65
Al^{VI}	1.29	1.32	1.32	1.28	1.29	1.24	1.19	1.18
Fe^{3+}	0.37	0.30	0.29	0.33	0.32	0.31	0.35	0.29
Fe^{2+}	0.03	0.07	0.06	0.05	0.09	0.14	0.14	0.10
Mn	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.02
Mg	0.02	0.05	0.13	0.13	0.10	0.31	0.29	0.32
Ca	0.13	0.05	0.05	0.05	0.10	0.00	0.02	—
Na	0.05	0.09	0.05	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02
K	0.86	0.76	0.86	0.88	0.88	0.95	0.89	0.99
b_0/nm	0.9057	0.9053	0.9049	0.9061	0.9063	0.9056	0.9072	—

①引自孙竞雄等(1988)。

黑硬绿泥石:遍及整个蓝片岩带各类岩石中,在大伊山海州群绿片岩相变酸性火山岩中亦时有所见,在空间上与黑云母呈消长关系。黑硬绿泥石多呈束状或鸡爪状,化学成分变化较大,特别是 FeO* 和 MgO 的含量。它的出现可能主要与高压和强氧化条件有关。

7.2.4 变质作用条件及其演化

本区蓝片岩相矿物组合暗示其形成温度相对较高,而压力相对较低。根据共生的 Ga-Cr 地温计(Perchuk,1969)确定的变质温度接近于 350℃,由白云母中钠云母分子含量确定的变质温度在 350～450℃之间(Lambevt,1959),硬柱石消失曲线(Nitsch,1974)和黑硬绿泥石的稳定性(Winkler,1976)也将温度限定在 370～450℃范围内。根据钠质角闪石中 NaM_4 量压计(Brown,1974)确定的变质压力接近于 0.7 GPa,由多硅白云母中 Si 值压力计(Velde,1967)获得的压力范围亦在 0.5～0.7 GPa 之间。在绿帘角闪岩相中,榴辉岩 Ga-Cpx 地温计(Ellis,1979)和绿辉石中 Jd 量压力计(Banno,1986)表明其形成于 470～560℃、1.2～1.5 GPa,而且,蓝晶石片岩中含有硬绿泥石,未出现十字石,也反映其形成温度<600℃。所以,低温高压递进变质作用跨过了 350～560℃、0.7～1.5 GPa 的 *p-t* 区域,温度压力基本上同步增加(图 7—2)。

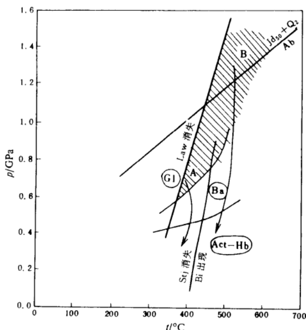


图 7—2 蓝片岩杂岩形成的 *p-t* 区域及演化轨迹

A—蓝片岩;B—蓝闪榴辉岩

如前所述,蓝片岩中的主要变质矿物如角闪石、石榴子石、红帘石和绿帘石等均具有明显的化学成分环带,包括青铝闪石被阳起石镶边,红帘石被绿帘石镶边,说明这些矿物经历了一个升温降压过程,即低温高压的蓝片岩相向相对高温低压的绿片岩相转变。榴辉岩中的石榴子石和绿辉石也具有类似的特征。不仅如此,榴辉岩形成之后遭受了强烈退化变质作用

的改造，表现为角闪石类、帘石类、钠长石等矿物大量出现。就同一榴辉岩体而言，自中心向外常由榴辉岩逐渐退变为榴闪岩和石榴钠长角闪岩，表明榴辉岩已向绿帘角闪岩相转化。

7.3 片麻岩杂岩及其区域中低压变质作用

7.3.1 片麻岩杂岩的组成

大别地块变质杂岩主要由各种中酸性片麻岩组成，包括斜长片麻岩、二长片麻岩和花岗片麻岩等，其内常含斜长角闪岩和各种变沉积岩的夹层、条带或团块。近年的研究表明，杂岩中至少有一部分是古老的中酸性侵入岩(TTG 系列)经变质而成，局部地段已发现它们与表壳岩系之间的原始侵入关系，二者在地表出露的面积比大致为 4∶1(刘武等，1989)。表壳岩系主要由黑云斜长片麻岩、角闪斜长片麻岩、斜长角闪岩、麻粒岩及钙硅酸盐岩、大理岩、条带状磁铁角闪岩、磁铁石英岩等组成，它们多呈包体形式嵌布于花岗质片麻岩中。显然，这套杂岩具有太古宙—古元古代变质杂岩的特征，在片麻岩中获得的 1952～2422 Ma 锆石 U-Pb 年龄支持了这一结论。

苏鲁地区变质杂岩主要由黑云斜长(二长)片麻岩、角闪黑云斜长(二长)片麻岩、黑云变粒岩、浅粒岩组成，夹少量斜长角闪岩、黑云片岩、白云石英片岩和大理岩等，在北部还出露少量夕线石片麻岩和麻粒岩团块。目前，越来越多的证据也表明，许多花岗质片麻岩都是经过强烈变质变形的侵入岩，前寒武纪变质地层(表壳岩系)的分布非常有限，并多集中于北部威海地区。在片麻岩杂岩中除存在一批 1901～2618 Ma 的同位素年龄外，近年又获得一批 752～869 Ma 的年龄数据，证明晋宁运动在该区有重要影响。

7.3.2 区域中低压变质作用

大别杂岩变质作用的一个显著特征是形成了区域递增变质带。虽然不同学者对递增变质带的划分有所差异，但基本上从东南到西北可区分出三个变质相，即绿帘角闪岩相、角闪岩相和角闪麻粒岩相。根据野外地质调查并参考前人的研究资料确定的变质相界线见图 7—3，各相岩石中的典型矿物组合及利用各种矿物对地质温压计确定的 p-t 条件列于表 7—7 中。

表 7—7 大别地区片麻岩各变质相矿物组合及 p-t 条件

变质相	矿物组合	p-t 条件
绿帘角闪岩相	Am+Ep+Pl+Qz±Ga Ga+Bi+Ms+Ep+Pl+Qz Ky+Ep+Ms+Qz Tr+Cc+Pl	440～510℃ 0.5～0.75 GPa
角闪岩相	Am+Di+Pl+Qz±Ga Bi+Ms+Pl+Kfs+Qz±Ga Ky+Stam+Bi+Ms+Qz Di+Cc+Pl	520～640℃ 0.3～0.7 GPa
角闪麻粒岩相	Hy+Di+Am+Pl+Qz Ga+Hy+Di+Bi+Ms+Ep+Pl+Qz Sill+Bi+Pl+Kfs+Qz Hy+Di+Mt+Qz Di+Ol+Phl+Cc	660～851℃ 0.5～0.75 GPa

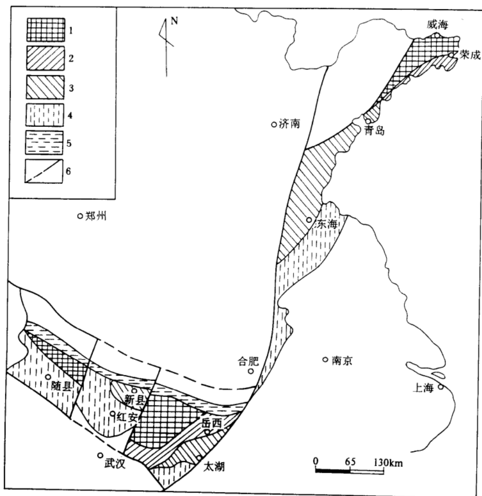


图 7—3 大别—苏鲁地区变质相简图

1—角闪麻粒岩相；2—角闪岩相；3—绿帘角闪岩相；4—低温高压蓝片岩相—绿片岩相—绿帘角闪岩相；
5—中低压绿片岩相—绿帘角闪岩相；6—断层

苏鲁片麻岩的变质作用也具有递增特征。由于各个地区略有不同，所以对变质相的划分也不一致。根据这套岩石的矿物组合特征，并参考几条构造边界，我们也将其划分为绿帘角闪岩相、角闪岩相和角闪麻粒岩相(图 7—3)。各相岩石的典型矿物组合及 p-t 条件列于表 7—8 中。由此可见，大别与苏鲁地区片麻岩杂岩的区域中低压变质作用具有相似性，均以绿帘角闪岩相和角闪岩相为主，局部达角闪麻粒岩相。一般认为，它们形成于新太古—古元古变质期。然则，必须指出，每一变质相，特别是绿帘角闪岩相中都残留有大量的，被后期变质作用强烈改造的高压超高压榴辉岩相岩石。

表 7—8 苏鲁地区片麻岩各变质相矿物组合及 *p-t* 条件

变 质 相	矿 物 组 合	*p-t* 条件
绿帘角闪岩相	Am+Pl+Qz±Ep±Ga Ga+Bi+Ep+Pl+Qz±Ms±Am±Kfs Ga+Ms+Ep+Qz Tr+Cc+Qz	380～520℃ 0.45～0.85 GPa
角闪岩相	Am+Pl+Qz Bi+Am+Pl+Qz±Ga±Ep±Kfs Ga+Ms+Qz±Ky Tr+Di+Cc+Qz±Phl±Gr	500～580℃ 0.5～0.8 GPa
角闪麻粒岩相	Ga+Di+Am+Pl+Qz±Kfs Hy+Di+Am+Pl±Bi Ga+Bi+Pl+Qz±Am±Kfs Ga+Sill+Bi+Pl+Qz Di+Mic+Qz±Ga Di+Phl+Cc±Dol±Gr	750～850℃ 0.4～0.9 GPa

7.4 榴辉岩及其(超)高压变质作用

7.4.1 榴辉岩类型

苏鲁地区的榴辉岩一般普遍含有柯石英，但大别地区比较复杂，可划分出四个榴辉岩类型，且不同类型的榴辉岩分布于不同的地区，具有一定的规律性。

角闪榴辉岩：主要产于太湖以西的绿杨-白帽韧性变形带与浠水-太湖断裂之间绿帘角闪岩相岩石中。以榴辉岩中含有较多的原生钠质—钠钙质角闪石(含量 5%～20%)为特征。典型矿物组合为石榴子石＋绿辉石＋角闪石＋黝帘石＋多硅白云母＋石英＋金红石＋蓝晶石。

柯石英榴辉岩：产于团麻断裂以西的新县及太湖、潜山、岳西三角地带。以榴辉岩中普遍含有柯石英或其假像为特征。典型矿物组合为石榴子石＋绿辉石＋多硅白云母＋柯石英＋金红石＋蓝晶石＋黝帘石，近来在少数样品中还发现了金刚石。苏鲁地区的榴辉岩也属于该类。

(石英)榴辉岩：产于大别山中部卢家河-凤凰关-胡家河与绿杨-白帽-桐城两条韧性变形带之间的角闪岩相岩石中。榴辉岩相矿物组合为石榴子石＋绿辉石＋金红石±石英。

石榴辉石岩：零星出露于大别山西北部麻粒岩相岩石中。均为以石榴子石和单斜辉石组成的双矿物岩。苏鲁地区许多与超镁铁岩共生的石榴透辉石岩也属于此类。

7.4.2 矿物化学

石榴子石：主要由 Pyr、Alm 和 Gro 组成，Spe 和 And 均很少(表 7—9)。其化学成分变化总体上有如下几个特点：①石榴子石成分明显受榴辉岩原岩化学成分的制约，一般产于超

表 7—9 榴辉岩中代表性石榴子石的化学成分(w_B/%)

地 区	大别地区							苏鲁地区		
样 号	HZ03-2	M10-2	PL04-1	HC05-2		SQ02-5	LT01-6	SL01-1	CJ01-1	TJ02-1
SiO_2	39.05	42.53	37.88	39.40	40.19	40.32	41.61	40.22	38.15	39.38
TiO_2	0.09	0.10	0.04	0.00	0.05	0.00	0.09	0.00	0.00	0.05
Al_2O_3	20.52	22.07	21.63	20.05	19.89	18.83	21.32	21.30	22.08	22.45
FeO^*	25.86	17.92	27.64	17.41	17.37	27.07	20.25	9.11	20.98	18.11
MnO	0.56	0.41	0.50	0.35	0.39	0.65	0.39	0.31	0.38	0.58
MgO	6.75	13.85	4.37	8.17	8.10	5.59	13.52	9.44	5.96	13.17
CaO	7.38	3.71	8.32	14.27	14.65	9.23	3.94	19.72	12.08	5.74
Na_2O	0.02	0.10	0.00	0.07	0.01	0.05	0.00	0.04	0.00	0.00
K_2O	0.00	0.01	0.00	0.03	0.00	0.02	0.00	0.03	0.01	0.00
总 量	100.23	100.70	100.38	99.75	100.65	101.76	101.12	100.17	99.64	99.48
Si	3.02	3.09	2.96	3.00	3.03	3.10	3.07	2.97	2.94	2.94
Ti	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.87	1.89	1.99	1.80	1.77	1.71	1.85	1.86	2.01	1.98
Fe^{3+}	0.07	0.15	0.07	0.22	0.17	0.09	0.00	0.21	0.11	0.13
Fe^{2+}	1.59	0.93	1.73	0.86	0.91	1.64	1.25	0.33	1.23	0.98
Mn	0.04	0.03	0.03	0.02	0.03	0.04	0.02	0.02	0.02	0.04
Mg	0.78	1.50	0.51	0.93	0.91	0.64	1.49	1.04	0.69	1.47
Ca	0.61	0.29	0.70	1.16	1.18	0.76	0.31	1.56	0.10	0.46
Na	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Pyr	26.08	56.24	17.40	32.41	30.89	21.11	48.46	36.46	23.75	50.97
Alm	53.39	34.73	58.92	30.03	30.92	53.97	40.63	11.72	42.69	34.12
Spe	1.24	0.94	1.13	0.79	0.84	1.40	0.80	0.68	0.86	1.28
Gro	16.89	2.61	20.00	28.93	31.73	20.48	10.03	43.92	28.92	8.95
And	2.40	5.48	2.55	7.84	5.62	3.04	0.08	7.22	3.78	4.66

HZ03-2 为角闪榴辉岩;SQ02-5 为石英榴辉岩;LT01-6 和 SL01-1 为石榴辉石岩;其他为柯石英榴辉岩。M10-2 和 SL01-1 产于超基性岩中;HC05-2 产于大理岩中;其他产于片麻岩中。

基性岩之中者富含 Pyr,而产于大理岩之中者 Gro 偏高;②不同地区榴辉岩中石榴子石的成分未显示明显的规律性变化,但从总的趋势看,苏鲁地区相对富含 Pyr,而 Alm 略低,这种变化与该区榴辉岩中 MgO/FeO 比值高于大别地区的变化规律相一致;③除角闪榴辉岩外,石榴子石成分都比较均匀,特别是 MgO 的含量,从核到边无明显的升降变化,表明它们已在较高温度下被完全均一化。

单斜辉石:榴辉岩中的单斜辉石均为绿辉石,其 Na_2O 含量与寄主岩石 Na_2O 含量基本上呈正相关关系,表明绿辉石中的 Jd 量受原岩成分控制。但从总体来看,苏鲁地区绿辉石中

Jd 量一般低于大别地区(表 7—10),部分投点在辉石分类图解上已落入钠质普通辉石区域。绿辉石晶体本身的成分也比较均一,Jd 量从核到边没有显著变化。石榴辉石岩中的单斜辉石一般为(钠质)普通辉石,在大别地区蚀变强烈,往往具有净边结构,中心比边部富含 Jd。

表 7—10 榴辉岩中代表性单斜辉石的化学成分(w_B/%)

地区	大别地区							苏鲁地区		
样号	HZ03-2	M10-2	PL04-1	HC05-2		SQ02-5	LT01-6	SL01-1	CJ01-1	TJ02-1
SiO_2	59.06	57.19	54.84	57.34	57.46	57.57	54.82	54.17	55.61	55.29
TiO_2	0.00	0.05	0.00	0.00	0.06	0.00	0.09	0.03	0.13	0.09
Al_2O_3	7.02	6.44	9.22	12.04	11.17	7.72	4.21	1.84	11.98	5.35
FeO^*	5.61	3.77	7.41	2.17	2.32	6.37	7.35	1.65	5.78	3.73
MnO	0.04	0.03	0.03	0.03	0.00	0.08	0.09	0.00	0.11	0.07
MgO	7.98	10.92	7.75	9.03	9.20	8.87	12.77	17.39	7.71	13.26
CaO	10.62	15.55	12.54	12.05	13.20	13.71	18.30	23.87	13.69	18.81
Na_2O	8.64	4.89	6.83	6.14	6.47	6.23	3.50	0.84	5.55	3.10
K_2O	0.00	0.02	0.00	0.61	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
总量	98.97	98.86	98.62	99.41	99.76	100.61	101.13	99.79	100.56	99.70
Si	2.11	2.05	2.00	2.01	2.01	2.05	1.97	1.96	1.96	1.99
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.30	0.27	0.40	0.50	0.46	0.33	0.18	0.08	0.50	0.23
Fe^{3+}	0.08	0.07	0.09	0.04	0.04	0.00	0.12	0.03	0.10	0.01
Fe^{2+}	0.08	0.04	0.12	0.02	0.03	0.19	0.09	0.01	0.61	0.10
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.43	0.58	0.42	0.47	0.48	0.47	0.69	0.94	0.41	0.71
Ca	0.41	0.60	0.49	0.45	0.49	0.52	0.71	0.93	0.52	0.73
Na	0.60	0.34	0.48	0.42	0.44	0.43	0.24	0.06	0.38	0.22
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Jd	47.04	28.36	36.55	39.45	39.81	39.18	11.91	2.44	26.88	19.84
Ac	7.11	7.02	8.80	3.73	3.76	0.30	10.60	3.10	9.22	0.73
Di	38.47	60.59	42.46	45.83	47.95	43.23	64.09	88.27	38.02	67.62
Hd	7.38	4.03	11.52	8.87	2.57	17.29	8.85	1.25	6.05	10.07
Ts	0.00	0.00	0.67	2.12	5.91	0.00	4.55	4.94	20.33	1.74

HZ03-2 为角闪榴辉岩;SQ02-5 为石英榴辉岩;LT01-6 和 SL01-1 为石榴辉石岩;其他为柯石英榴辉岩。M10-2 和 SL01-1 产于超基性岩中;HC05-2 产于大理岩中;其他产于片麻岩中。

角闪石：是角闪榴辉岩的主要组成矿物之一，少数产于柯石英榴辉岩中。一般颗粒较大，形成稍晚。在成分上属于蓝闪石-透蓝闪石-冻蓝闪石系列，CaM_4＝0.61～1.04，NaM_4＝0.96～1.39，不同于蓝闪榴辉岩中的贫 Ca 蓝闪石(CaM_4＜0.2)。

多硅白云母：在角闪榴辉岩和柯石英榴辉岩中分布很广，但含量很低，一般＜5％。它们与石榴子石和绿辉石平直接触，有时被包裹于其中，属榴辉岩相共生矿物。其两个重要指标 Si＝3.30～3.57，Mg＝0.31～0.46，多属 $3T$ 型结构($2V=0°$)，但角闪榴辉岩中为 $2M_1$ 型($2V=5°\sim15°$)。

7.4.3 形成条件

榴辉岩的形成压力主要由以下四条反应曲线确定：①Ab＝Jd＋Qz；②Pa＝Jd＋Ky＋H_2O；③Qz＝Cs；④Gr＝Dd。然而，由于绿辉石中 Jd 量受变质条件和原岩成分的双重控制，故以①和②限定变质压力可能会产生很大误差。按 Jamtveit(1987)的意见，对每种榴辉岩取 Jd 量最大的绿辉石使用。尽管如此，它们给出的仍是压力下限，而非峰值。

榴辉岩形成温度的确定主要使用 Ga-Cpx 地温计。许多学者已对其进行了校正，其中以 Ellis 和 Green(1979)提出的公式使用最广，从应用结果看该公式效果也最好。但是，这种地温计由于受计算 Fe^{3+}、Fe^{2+}不确定性的限制，有时会出现很大偏差。另一方面，石榴子石中 CaO 量受原岩成分控制，而 CaO 与 FeO、MgO 之间又呈反相关关系，所以 X_{Ca}有时会有异常的偏低或偏高。由于这一原因，即使 Ga-Cpx 间 K_D 相差不大，计算出的温度也偏差较大。为此，少数样品使用 Raheim 和 Green(1974)的计算公式弥补了这一不足。

由此，根据 47 对 Ga-Cpx 地温计确定出各个地区不同类型榴辉岩变质作用 p-t 条件如表 7—11 和图 7—4 所示。总的趋势是，大别地区由东南向西北变质温度逐渐增高，而变质压力大致具递减变化；苏鲁地区的平均温度高于大别地区，且胶东比苏北—胶南高。还应指出，尽管石榴子石和绿辉石成分均一，但 Ga-Cpx 共生对从包体、核到边 K_D 均逐渐减小，故变质温度逐渐增加，表明了榴辉岩相变质作用的递变过程。

表 7—11　榴辉岩(超)高压变质作用及退变质作用的 p-t 条件

<table>
<tr><th></th><th>地　区</th><th>榴辉岩类型</th><th>(超)高压变质阶段</th><th>退变质阶段</th></tr>
<tr><td rowspan="4">大别地区</td><td>南　部</td><td>角闪榴辉岩</td><td>624～698℃(平均 651℃)
＞2.0 GPa</td><td rowspan="2">450～550℃
0.5～0.7 GPa</td></tr>
<tr><td>东南部</td><td>柯石英榴辉岩</td><td>647～755℃(平均 686℃)
＞2.7～3.5 GPa</td></tr>
<tr><td>中　部</td><td>石英榴辉岩</td><td>755～783℃(平均 770℃)
＞1.6 GPa</td><td>520～610℃
0.3～0.75 GPa</td></tr>
<tr><td>西北部</td><td>石榴辉岩</td><td>684～829℃(平均 756℃)
＞1.2 GPa</td><td>660～850℃
0.4～1.0 GPa</td></tr>
<tr><td rowspan="3">苏鲁地区</td><td>苏北—胶南</td><td rowspan="3">柯石英榴辉岩</td><td>669～848℃(平均 749℃)
＞2.8～3.6 GPa</td><td>400～500℃
0.4～1.0 GPa</td></tr>
<tr><td>胶东荣城以南</td><td rowspan="2">745～864℃(平均 828℃)
＞2.8～3.8 GPa</td><td>500～600℃
0.6～0.8 GPa</td></tr>
<tr><td>胶东威海地区</td><td>750～850℃
0.3～0.6 GPa</td></tr>
</table>

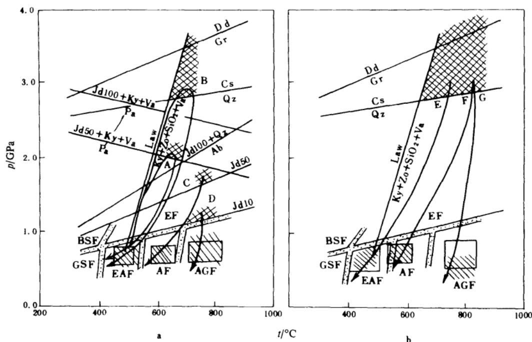


图 7—4 大别—苏鲁地区榴辉岩形成的 p-t 区域及演化轨迹

a—大别地区；A—角闪榴辉岩；B—柯石英榴辉岩；C—石英榴辉岩；D—石榴辉石岩；b—苏鲁地区；E—苏北—胶南地区；F—胶东荣城以南地区；G—胶东威海地区。BSF—蓝片岩相；GSF—绿片岩相；EAF—绿帘角闪岩相；AF 角闪岩相；AGF—角闪麻粒岩相。网格阴影代表榴辉岩相 p-t 区域；斜线阴影代表退化变质 p-t 区域；方块代表片麻岩杂岩 p-t 区域

7.4.4 退变质作用特征

榴辉岩在其形成之后均遭受到退变质作用的改造，但不同地区在退变质程度以及退变矿物组合等方面存在着较大差别，并显示出一些规律性变化。

在大别地区角闪榴辉岩和柯石英榴辉岩中，退变质作用可分为两个主要阶段：早期有少数绿辉石在静态无水条件下分解为钠质单斜辉石＋钠长石后成合晶，但重结晶作用时间较短；主期主要表现为低温水化作用，绿辉石及早期形成的后成合晶进一步被角闪石＋斜长石取代，石榴子石周围生成蠕虫状角闪石＋绿帘石±磁铁矿次变边，多硅白云母被黑云母＋少量斜长石后成合晶取代，金红石转变成榍石，有时出现新生的石榴子石，典型的稳定矿物共生组合为角闪石＋斜长石($An_{12\sim24}$)＋绿帘石＋榍石＋黑云母±石榴子石(富含 Alm 和 Spe)，显然属绿帘角闪岩相。在(石英)榴辉岩退变组合中，透辉石＋斜长石后成合晶趋于稳定，但晚期仍与石榴子石一起被角闪石＋斜长石所取代，野外常见榴辉岩具芝麻点状斜长角闪岩外壳，典型矿物组合为角闪石＋斜长石($An_{24\sim46}$)＋磁铁矿±透辉石，代表角闪岩相。而石榴辉石岩均具有向角闪麻粒岩相转变的迹象，次生紫苏辉岩一般出现于粗粒单斜辉石的边缘，同时，石榴子石周围生成蠕虫状透辉石或角闪石＋斜长石±磁铁矿次变边，某些样品局部已退变为均一的平衡共生组合紫苏辉石＋透辉石＋角闪石＋斜长石($An_{45\sim76}$)＋磁铁

矿，并形成新的区域性片麻理。

苏鲁地区柯石英榴辉岩的退变质作用基本上与大别地区相似，由西南到东北也显示出递增变化。五莲-青岛断裂以南地区典型退变矿物组合为角闪石＋斜长石＋绿帘石＋榍石，属绿帘角闪岩相；青岛-荣城断裂以南地区典型退变矿物组合为透辉石＋角闪石＋斜长石＋磁铁矿±石榴子石，代表角闪岩相；青岛-荣城断裂以北地区榴辉岩保存不好，大部已转变为正常中低压岩石，典型退变矿物组合为透辉石＋褐色角闪石＋斜长石＋石英＋榍石，从柏林等(1992)还在威海发现其退变成紫苏辉石＋单斜辉石＋斜长石组合(从柏林等，1992)，故这一地区榴辉岩的退变质作用应大致划归于角闪麻粒岩相。

不同地区榴辉岩退变质作用的 p-t 条件参见表 7—11 和图 7—4。

7.4.5　围岩区域变质作用与榴辉岩退变质作用的一致性及推论

上述研究表明，无论在大别地区还是在苏鲁地区，片麻岩杂岩中不同变质相岩石的矿物组合及 p-t 条件与其内榴辉岩(也包括其他非镁铁质高压超高压岩石)的退变矿物组合及 p-t 条件完全一致(对比表 7—7、8、11)，亦即榴辉岩的退变与所在变质相吻合，绿帘角闪岩相中的榴辉岩向绿帘角闪岩相退变，角闪岩相中的榴辉岩向角闪岩相退变，角闪麻粒岩相中的榴辉岩向角闪麻粒岩相退变。显然，这种一致性是同一次变质事件造成的，证明片麻岩杂岩的区域变质作用发生于榴辉岩相变质事件之后。

传统认为，大别-苏鲁变质杂岩的区域变质作用发生于新太古—古元古代。若接受这一认识，那么榴辉岩的形成时代也应置于此期或之前。然而，现有的榴辉岩同位素年龄(多为Sm-Nd 法)主要在 221～244 Ma，片麻岩杂岩 K-Ar、^{40}Ar-^{39}Ar 以及 U-Pb 谐和线下交点年龄也集中于 110～230 Ma。这些较新同位素年龄的出现并不是偶然的，它们应代表榴辉岩和区域变质作用的形成时代。无可否认，花岗质岩石＋表壳岩系这一构造-岩石组合样式及 80 年代后获得的一批较老的 U-Pb 年龄，证明大别-苏鲁变质杂岩确实代表形成于新太古—古元古代的古老结晶基底，但我们认为，这一基底已被中生代高压超高压榴辉岩相变质事件以及中低压区域(递增)变质事件强烈改造。这一结论对说明大别—苏鲁地区的构造演化具重要意义。

7.5　讨论与结论

7.5.1　郯庐断裂带两侧高压超高压变质作用的相似性与差别

以上讨论表明，大别—苏鲁地区高压超高压变质杂岩在岩石组成和变质作用方面基本上可以对比。其相似性主要表现在：①两区变质杂岩均由新太古—古元古代结晶基底和中新元古代盖层岩系构成，并普遍遭受到印支早期高压超高压变质事件的改造；②盖层岩系属同一构造环境下形成的双峰式细碧-石英角斑质火山沉积建造，底部均发育含磷岩系，并同属低温高压变质相系；③片麻岩杂岩均由花岗质片麻岩＋表壳岩系组成，且都经历了从绿帘角闪岩相、角闪岩相到角闪麻粒岩相的区域递增变质作用；④榴辉岩广泛产出，且均以含柯石英为特征。这表明，大别—苏鲁地区变质杂岩属于同一构造带上的同一地质体，都是华北与扬子地块拼合过程中的高压变质作用产物，同时又经历大致相同折返剥露及退变质的过程。

然而，虽然两区总体地质特征一致，但在某些方面还存在一些差异。主要包括：①与大别山红安群相比，苏北海州群中缺失上部蓝片岩层序；②苏鲁地区片麻岩杂岩中的表壳岩系明

显少于大别地区；③大别地区榴辉岩比较复杂，除柯石英榴辉岩外，还有其他类型榴辉岩产出，并且，只就柯石英榴辉岩而言，苏鲁地区在化学成分上相对富 MgO 而贫 FeO，其形成温度也高于大别地区。这些差别反映了高压超高压变质杂岩的剥露不均一性，即苏鲁地区剥露程度大于大别地区，而且，从蓝片岩杂岩出露层序的对比看，大别地区的抬升又高于西部桐柏和武当地区，表明高压变质带具有向西倾没、向东翘起的特点。

7.5.2 郯庐断裂带的平移与演化问题

大别-苏鲁高压变质带在其形成时曾经是一个连续的地质体，那么目前高压带的分割无疑是由郯庐断裂的左行平移作用造成的。如果单纯考虑榴辉岩-片麻岩杂岩现今的构造位置，那么郯庐断裂带的位移量可能达到 550 km，然而，构造地质及古地磁学研究似乎并不支持这一假设（见第一章、第五章）。所以，在探讨郯庐断裂带的平移运动时，必须考虑到其形成之前区域地质构造背景的影响。苏鲁地区高压超高压变质杂岩的剥露幅度大于大别地区，这是一个基本事实，但这种差异性是形成于郯庐断裂带之前，还是由断裂带本身的垂向运动造成的，这是一个值得研究的问题。沿高压变质带从西向东一系列横向断裂或盆地的发育及其两侧地质体差异性的出现，很有可能暗示郯庐断裂带在平移运动过程中也存在垂向运动矢量。

关于高压变质带的形成时代问题尚存异议，但多数研究者倾向于印支期，因各种同位素方法（特别是全岩-矿物 Sm-Nd 法）获得的年龄数据主要集中于 230 Ma±15 Ma(Li,1993)。如果这一结论是正确的，那么郯庐断裂带应形成于早三叠纪之后，而不是从前寒武纪发展而来的（张家声，1992）。一般认为，退变质作用是超高压岩石（榴辉岩）折返至中下地壳时发生的，尽管现有的同位素资料对这一变质事件尚未做出很好的约束，但所获年龄多数 >180 Ma，似乎与郯庐断裂早期活动时期相一致。所以，郯庐断裂带的形成与演化大致相当于高压变质带隆升的晚期阶段，这一时期华北与扬子地块边界正处于南北挤压环境，地壳发生大规模缩短，而其两侧的压缩不均一性，产生南北向力隅，这可能是引发郯庐断裂的主要原因之一。

附录：矿物代码

Ab 钠长石	Ac 锥辉石	Act 阳起石	Alm 铁铝榴石
Am 角闪石	An 钙长石	And 钙铁榴石	Ba 冻蓝闪石
Bi 黑云母	Cc 方解石	Chi 绿泥石	Chtd 硬绿泥石
Cpx 单斜辉石	Cr 青铝闪石	Cs 柯石英	Dd 金刚石
Di 透辉石	Dol 白云石	Ed 浅闪石	Ep 绿帘石
Ga 石榴子石	Gl 蓝闪石	Gr 石墨	Gro 钙铝榴石
Hb 普通角闪石	Hd 钙铁辉石	Hy 紫苏辉石	Jd 硬玉
Kfs 斜长石	Ky 蓝晶石	Law 硬柱石	Mic 微斜长石
Mr 镁钠闪石	Ms 白云母	Mt 磁铁矿	Ol 橄榄石
Om 绿辉石	Pa 钠云母	Ph 多硅白云母	Phl 金云母
Pie 红帘石	Pl 斜长石	Pyr 镁铝榴石	Qz 石英
Rb 钠闪石	Ru 金红石	Sill 夕线石	Spe 锰铝榴石
Stau 十字石	Sti 黑硬绿泥石	Tr 透闪石	Ts 契尔马克分子
Tz 黄玉	Va 水	Zo 黝帘石	

第八章　苏鲁地区榴辉岩富铝单斜辉石中出溶石榴子石结构及其形成机制

8.1　引　　言

地处中国东部的大别-苏鲁超高压变质岩带中榴辉岩的成因迄今还是一个争论不休的问题，有关榴辉岩的矿物学、岩石学研究也是方兴未艾（从柏林、王清晨，1994）。自从许志琴在1987年北京怀柔构造会议上口头报道了大别山造山带发现柯石英（Xu，1987）后，该带引起了国际瞩目。潘国强等、周高志等、董申保等先后与美国刘忠光等合作，徐树桐等与土耳其Sengor和Okay等合作，在大别山榴辉岩中发现了柯石英（包括假像）和金刚石，后者还发现了微量金（Wang等，1989；Okay等，1989；Xu等，1991）。Wang（1989）和潘国强（1990）先后在大别山发现了柯石英及其假像；Yang和Smith（1989）在苏鲁榴辉岩中发现了柯石英和透长石，并提出了"苏鲁柯石英榴辉岩省"的存在。从柏林等和Banno等合作在该区若干地段的榴辉岩中进一步发现了柯石英，富铝榍石和碱性角闪石（Zhang等，1990、Hirajima等，1990）。张树业等也对鄂皖蓝片岩带进行了研究（张树业等，1989）。Yang等（1993）和Zhang和Liou（1994）先后在苏鲁和大别山地区榴辉岩相变质岩中发现了作为异常高压（可达60×10^8Pa，即6GPa）变质作用标志的菱镁矿与石榴子石等矿物的共生。这些研究使得在短短的几年内，我国大别—苏鲁地区成为了世界著名的超高压变质岩带。

超高压变质作用可引起主要造岩矿物在成分和结构两方面的转变。陈晶等（1995）研究了湖北英山县榴辉岩中石榴子石的超微构造，发现石榴子石在榴辉岩和角闪岩相变质条件下发生了强烈的塑性变形，位错构造极为发育。另外，有迹象表明苏鲁超高压变质岩带石榴子石中曾发生$Na(Y+Yb)-2(Ca,Mn)^{1-}$高压置换（Hirajima等，1990）。陈宣华等（1995）对江苏孟中榴辉岩出溶石榴子石的单斜辉石作了初步研究，并在石榴子石中发现有$NaFe-2(Ca,Mg)^{1-}$置换。

本书对江苏孟中榴辉岩做了进一步的矿物学研究，特别是超微构造的研究，在原子尺度揭示了含出溶石榴子石的单斜辉石结构特征，为苏鲁带内榴辉岩的成因提供了有益的证据。孟中榴辉岩p-t轨迹，揭示了榴辉岩的演化过程。

8.2　地 质 背 景

苏鲁榴辉岩带是大别-苏鲁超高压变质岩带的东段，分布在江苏省北部和山东省东南部，总体呈北东向沿海岸带在山东和江苏境内展布（图8—1）。其北西边界在胶南地区为五莲-青岛断裂，南东边界为嘉山-响水断裂，西界为郯庐断裂。带内榴辉岩一般呈透镜状产出，部分为似层状、长条状或肠状，规模大小悬殊，从数厘米到数百米不等。榴辉岩有3种产状：

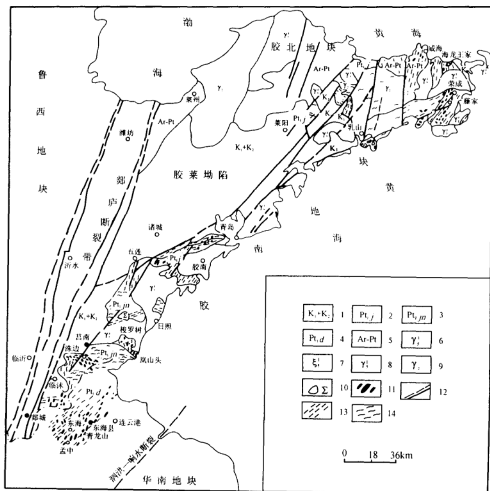


图 8—1　苏鲁地区榴辉岩分布图

①产于基性、超基性岩如石榴橄榄岩中；②产于各类片麻岩中；③产于层状变质岩系如石英岩、大理岩、变粒岩和云母片岩中。

苏鲁地区榴辉岩经历了较强的变形变质作用，早期表现为石榴子石和绿辉石的定向集中，构成早期面理，后又经历褶皱作用，形成榴辉岩顶厚紧闭褶皱、揉流褶皱及肠状褶皱等。此外，榴辉岩总体上多赋存于与围岩共同构成的褶皱的转折部位。榴辉岩常与围岩共同经历了韧性剪切的糜棱岩化作用，形成榴辉岩相糜棱岩，并向角闪岩相糜棱岩过渡。榴辉岩后期经历了脆性变形，表现为石榴子石和绿辉石的脆性破裂纹和碎斑，伴随有角闪岩相的退变质作用。

本书研究的孟中榴辉岩体，位于江苏省东海县(图 8—1)。榴辉岩的围岩为蛇纹岩化的超基性岩，侵入于前寒武纪泥质片麻岩中。该地位于苏鲁榴辉岩带的西南端，靠近郯庐断裂

表 8—1 孟中榴辉岩矿物成分

序号	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
样品号	93405(1)				93405(2)			93405(3)		93405-5(1)			
矿物	Grt	Grt	Grt	Cpx	Grt	Grt	Cpx	Zo	Zo	Grt	Grt	Cpx	Cpx
SiO_2	40.17	40.18	39.92	48.39	39.32	41.19	49.80	38.48	38.47	40.26	40.60	54.59	55.17
TiO_2	0.05	0.07	0.09	0.15	0.19	0.21	0.12	0.10	0.09	0.00	0.00	0.15	0.06
Al_2O_3	23.41	23.17	23.85	14.15	23.03	20.64	12.59	32.37	32.50	23.39	23.69	9.15	9.60
FeO	11.44	11.19	14.72	2.96	11.22	7.67	2.75	1.40	1.18	10.58	10.17	1.14	1.72
MnO	0.30	0.14	0.34	0.00	0.33	0.24	0.10	0.00	0.00	0.31	0.27	0.00	0.00
MgO	14.55	14.26	12.11	17.80	13.37	14.04	18.82	0.16	0.00	15.05	14.72	11.19	11.09
CaO	9.23	10.38	10.74	11.45	9.98	11.47	11.65	26.35	25.98	9.89	9.98	17.84	17.85
Na_2O	0.24	0.19	0.12	2.78	0.15	1.71	2.39	0.00	0.08	0.17	0.00	5.33	5.18
K_2O	0.00	0.00	0.00	0.56	0.00	0.00	0.00	0.04	0.03	0.00	0.00	0.04	0.00
$\sum$	99.38	99.58	101.89	98.24	97.60	97.17	98.23	98.90	98.35	99.65	99.43	99.44	100.67
氧原子数	12	12	12	6	12	12	6	13	13	12	12	6	6
Si	2.95	2.95	2.95	1.75	2.95	3.07	1.79	3.05	3.05	2.94	2.96	1.96	1.95
Ti	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Al^{IV}	0.05	0.00	0.08	0.25	0.05	0.00	0.21			0.06	0.04	0.03	0.05
Al^{VI}	1.98	2.00	1.97	0.35	1.99	1.81	0.32	3.03	3.04	1.95	2.00	0.35	0.35
Fe^{2+}	0.66	0.61	0.86	0.00	0.68	0.23	0.00			0.58	0.61	0.02	0.05
Fe^{3+}	0.05	0.07	0.04	0.09	0.03	0.25	0.08	0.09	0.08	0.07	0.01	0.02	0.00
Mn	0.02	0.01	0.02	0.00	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.01
Mg	1.59	1.56	1.32	0.95	1.50	1.56	1.01	0.01	0.00	1.64	1.60	0.60	0.59
Ca	0.73	0.81	0.84	0.44	0.80	0.91	0.45	2.24	2.21	0.78	0.78	0.68	0.68
Na	0.03	0.02	0.01	0.19	0.02	0.25	0.16	0.00	0.01	0.02	0.01	0.37	0.35
K	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
$\sum$	8.06	8.03	8.06	4.05	8.05	8.10	4.04	8.42	8.39	8.06	8.02	4.04	4.03

(北京大学电子探针分析中心完成。矿物名称:Grt—石榴子石;Cpx—单斜辉石;Zo—黝帘石;Ky—蓝晶石;

(w_B/%)(电子探针分析结果)

14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
93405-5(2)		93405-5(3)		93405-7(2)			93405-12(1)			93405-12(2)		
Grt	Cpx	Grt	Grt	Grt	Cpx	Cpx	Grt	Cpx	Cpx	Cpx	Ky	Phe
40.46	52.60	40.03	40.83	38.85	54.61	54.91	38.98	55.19	53.89	53.69	35.73	50.37
0.09	0.09	0.08	0.00	0.00	0.00	0.07	0.00	0.10	0.00	0.17	0.06	0.73
23.44	12.06	23.21	23.50	22.87	11.35	10.28	22.40	8.08	6.83	6.78	62.60	26.46
10.84	2.76	11.39	12.00	13.79	1.58	1.80	12.95	1.95	2.05	2.12	0.18	0.99
0.20	0.00	0.38	0.16	0.31	0.00	0.00	0.27	0.11	0.18	0.08	0.00	0.00
14.60	11.59	14.23	14.18	9.57	9.16	10.07	10.25	11.46	11.91	12.89	0.29	4.54
10.20	16.66	10.09	10.00	14.03	15.32	16.93	13.43	19.67	20.19	21.40	0.05	0.07
0.17	4.50	0.11	0.17	0.10	6.34	5.35	0.18	4.20	3.69	3.08	0.13	0.28
0.00	0.00	0.00	0.03	0.06	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	12.36
99.99	100.26	99.51	100.88	99.58	98.42	99.41	98.46	100.76	98.76	100.21	99.04	95.80
12	6	12	12	12	6	6	12	6	6	6	5	11
2.95	1.87	2.94	2.96	2.93	1.96	1.96	2.95	1.96	1.96	1.93	0.98	3.37
0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.03
0.05	0.13	0.06	0.04	0.07	0.04	0.04	0.05	0.04	0.04	0.06	0.02	0.63
1.97	0.37	1.96	1.96	1.96	0.44	0.39	1.95	0.30	0.25	0.23	1.99	1.36
0.61	0.08	0.65	0.67	0.81	0.05	0.06	0.75	0.06	0.05	0.07	0.00	0.05
0.05	0.00	0.05	0.06	0.05	0.00	0.00	0.07	0.00	0.01	0.00		
0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
1.58	0.62	1.56	1.54	1.08	0.49	0.53	1.15	0.61	0.65	0.69	0.01	0.45
0.79	0.63	0.79	0.78	1.13	0.59	0.65	1.09	0.75	0.79	0.83	0.00	0.00
0.02	0.31	0.01	0.02	0.01	0.44	0.37	0.02	0.29	0.26	0.22	0.00	0.03
0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.06
8.03	4.02	8.04	8.04	8.06	4.01	4.00	8.04	4.02	4.02	4.04	3.00	7.08

Phe—多硅白云母)

带与苏鲁超高压变质带的转换部位。孙竞雄等(1992)曾根据退变质序列，将江苏东海榴辉岩相的榴辉岩的构造变形划分为七个世代，依次为深部榴辉岩相的榴辉岩次生成分层(D_1)和平卧褶皱(D_2)，中部角闪岩相的斜卧褶皱(D_3)和韧性剪切带(D_4)，浅部绿片岩相的折劈理及膝折带(D_5)和推覆剪切带(D_6)，近地表浅部的波状褶皱(D_7)。孟中榴辉岩体显示了深部榴辉岩相的变形特征，塑性变形发育，具有典型的塑性流动构造。石榴子石和绿辉石动力分异条带呈现紧密揉皱状，或石榴子石集合体组成透镜体或眼球体，其外围由绿辉石叶理带所环绕组成明显的定向流动构造。

8.3 岩相学和矿物化学

孟中榴辉岩主要由粗粒的石榴子石和单斜辉石组成。石榴子石呈暗红至鲜红色，单斜辉石为鲜艳的绿色，风化后呈黄绿色。局部可见石榴子石和单斜辉石的相对集中，形成了单斜辉石岩和石榴子石岩。本书研究的样品为富石榴子石的榴辉岩，除石榴子石、单斜辉石外，还含有金红石、蓝晶石、多硅白云母、黝帘石等。表8—1列出了组成矿物的电子探针分析结果。

石榴子石 镁铝榴石组分 $x_B=35\%\sim53\%$不等，在Ca-Mg-Fe图解中基本处于Coleman等(1965)划分的B类榴辉岩区(表8—2，图8—2)。石榴子石在成分上分为两类，呈单斜辉石中出溶产物及有关的石榴子石，其镁铝榴石含量 $x_B=50\%$左右；退化变质的石榴子石，其镁铝榴石含量为 $x_B=36\%$左右。石榴子石中 $w(Na_2O)$的含量是形成压力的一个标志，在分析的石榴子石样品中普遍含有较高的 Na_2O，除了个别石榴子石不含 Na_2O 外，其余 $w(Na_2O)$均为 0.10%～0.24%。特别地，从富铝单斜辉石中出溶的一个微粒石榴子石中(表8—1中序号 6 Grt)，$w(Na_2O)$为 1.71%，其中具有 $NaFe^{3+}-2(Ca,Mg)^{1-}$置换，置换量达到10%左右。

单斜辉石 单斜辉石中硬玉组分 $x_B=10\%\sim40\%$，霓石组分 $x_B=9\%$以下，透辉石＋钙铁辉石＋钙(镁)契尔马克分子的含量 x_B 为 56%～84%，部分单斜辉石中钙(镁)契尔马克分子组分较高，x_B 达 20%以上(序号 4 和 7 Cpx)。在Essene和Fyfe(1967)单斜辉石化学成分图解中，孟中榴辉岩单斜辉石分为钠质普通辉石和绿辉石两种，成分上呈连续变化(表8—3，图8—3)。在单斜辉石 Na_2O-MgO 图解中，单斜辉石大部分属于 Taylor 和 Neal (1989)划分的B类榴辉岩范围内，另外有两个富铝钠质普通辉石(它们具明显的含出溶石榴子石现象)属于A类榴辉岩范围(图8—4)。这与石榴子石在成分上基本为B类榴辉岩的分析结果有所不同。所有的单斜辉石都含有较高的 Al_2O_3，$w(Al_2O_3)$为 6.78%～14.15%不等。

黝帘石 这里分析的黝帘石中含有较多弥散分布的微粒石榴子石，可能是石榴子石退化变质的产物。黝帘石中 MgO 含量极低，而 CaO 含量较高，晶格中有剩余 Ca^{2+}的存在(可达 Ca^{2+}总量的 10%)。如此之多的剩余 Ca^{2+}为何能在黝帘石中存在，它是否意味着该黝帘石在高压环境下的生长，目前还不清楚。由于在分析的石榴子石中，镁铝榴石组分大部分比钙铝榴石组分高出许多，少数持平，因此，假如黝帘石中混入有石榴子石成分，则在混入 Ca^{2+}的同时，也应该有 Mg^{2+}成分的显示，且 Al/Si 值也应该下降。计算的阳离子组成中 Al/Si＝1.00，$Mg^{2+}=0.0$，说明了探针分析中微粒石榴子石成分混入的可能性极小。黝帘石中剩余 Ca 问题值得进一步探讨。

表 8—2　孟中榴辉岩石榴子石端员矿物组成(x_B%)

序　号①	1	2	3	5	6	10	11	14	16	17	18	21
钙铝榴石	23.9	26.5	27.3	26.4	30.7	25.2	25.9	26.0	25.7	25.5	36.6	35.5
镁铝榴石	52.1	51.1	42.9	49.5	52.7	53.1	53.2	52.0	50.8	50.3	35.0	37.5
Alm+Sps	23.9	22.5	29.9	24.1	16.6	21.7	20.9	22.0	23.5	24.2	28.4	27.0

①序号同表 8—1，根据表 8—1 中数据计算，Alm—铁铝榴石，Sps—锰铝榴石。

表 8—3　孟中榴辉岩单斜辉石端员矿物组成(x_B/%)

序　号①	4	7	12	13	15	19	20	22	23	24
锥辉石	9	5	4	5	7	4	2	3	5	7
Aug②	81	84	66	65	69	56	63	71	74	78
硬　玉	10	11	30	30	24	40	35	26	21	15

①序号同表 8—1，根据表 8—1 中数据计算，②Aug=透辉石+钙铁辉石+契尔马克分子。锥辉石：$NaFeSi_2O_6$，透辉石：$CaMgSi_2O_6$，钙铁辉石：$CaFeSi_2O_6$，硬玉：$NaAlSi_2O_6$，契尔马克分子：$CaAl_2SiO_6$ 或 $MgAl_2SiO_6$。

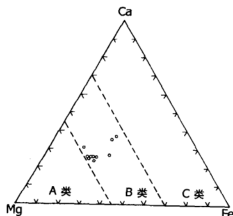


图 8—2　孟中榴辉岩石榴子石 Ca-Mg-Fe 图解
榴辉岩分类据 Coleman 等(1965)

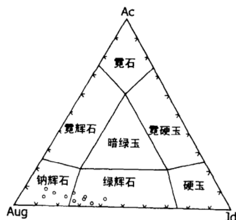


图 8—3　孟中榴辉岩单斜辉石化学成分图解
矿物名称和成分范围据 Essene 和 Fyfe(1967)
(转引自 Carswell，1990)

蓝晶石　蓝晶石与标准矿物成分相差无几。含有微量的MgO，$w(MgO)=0.24\%$和$w(Na_2O)=0.13\%$。蓝晶石中常含有单斜辉石晶体，以后者为核心在蓝晶石中发育放射状裂纹。这种裂纹可能与单斜辉石的变化而产生的体积效应有关。

多硅白云母　具多硅和富镁两个特点，成分上构成白云母-绿鳞石-金云母固溶体系列，绿鳞石[$K(Mg,Fe^{2+}(Al,Fe^{3+})Si_4O_{10}(OH)_2$]含量约40 mol%，金云母[$KMg_3AlSi_3O_{10}(OH)_2$]组分在4 mol%以下。

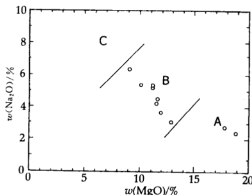


图 8—4　孟中榴辉岩单斜辉石 Na_2O-MgO 图解

榴辉岩分类据 Taylor 和 Neal(1989)

8.4　单斜辉石中石榴子石的出溶

榴辉岩组成矿物单斜辉石中出溶石榴子石现象并不多见，已有文献报道的均见于作为金伯利岩中包体产出的榴辉岩中。Sobolev, V. S. 和 Sobolev, N. V. (1964)报道了俄罗斯Yakutia(雅库特)地区金伯利岩的榴辉岩包体中含出溶石榴子石的单斜辉石，并首次对这种出溶的成因进行了讨论，认为这种结构是通过压力的升高而形成的。Aoki 等(1980)报道了南非金伯利岩中含出溶石榴子石的辉石巨晶，石榴子石主要是平行于单斜辉石的{100}出溶的。Desnoyers(1975)报道的榴辉岩包体中，出溶石榴子石的取向可以是多种多样的。Green(1966)证实夏威夷许多榴辉岩中含有铝质单斜辉石，它们是在地幔压力下从碱性岩浆中结晶出来的，随之产生的是出溶石榴子石还有斜方辉石。Harte 和 Gurney(1975)在研究南非Roberts-Victor 金伯利岩管中榴辉岩包体之后，提出了榴辉岩的高压火成成因，并认为单斜辉石中广泛的石榴子石出溶作用指示了温度的大幅度降低和可能的压力升高。Sautter 和Harte(1988,1990)研究了 Roberts-Victor 岩管榴辉岩包体中富铝单斜辉石中出现石榴子石出溶叶片的现象，并把它解释为在深部条件下，从近固相线温度(大约 1400℃)向正常地幔岩石圈温度慢速冷却的结果。Jerde 等(1993)研究了南非 Bellsbank 和俄罗斯 Yakutia Obnazhennaya 地区金伯利岩榴辉岩包体的主要元素和痕量元素化学，发现单斜辉石中含出溶石榴子石的榴辉岩可以是 A、B、C 三类，并组建了全岩的母体辉石成分，给出了具出溶现象的榴辉岩的一些痕量元素化学特征。

本书中含出溶石榴子石的富铝单斜辉石，来自苏鲁榴辉岩带的江苏孟中榴辉岩中。根据石榴子石矿物化学特征，该榴辉岩为 B 类榴辉岩。根据单斜辉石矿物化学进行分类，大部分成分属于 B 类榴辉岩，而那些具有明显的出溶石榴子石现象的富铝单斜辉石属于 A 类榴辉岩，即地幔成因榴辉石。同一榴辉岩体中这种成分上的差别，可能与富铝单斜辉石中石榴子

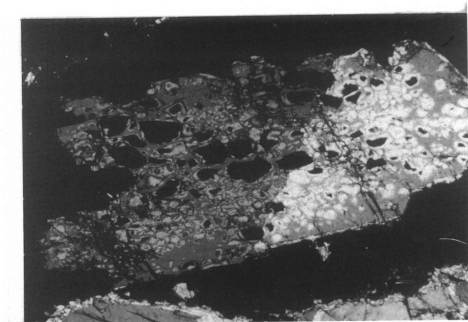


图 8—5　单斜辉石中出溶石榴子石现象

正交偏光　$L=1.4$ mm。中部具较好晶形者为单斜辉石，具(001)简单双晶。全消光者为石榴子石。部分石榴子石因有单斜辉石衬底而显示不完全消光和环带。(样品 93405)

石出溶作用有密切关系。

8.4.1　出溶现象的描述

出溶样品来自孟中榴辉岩体中富石榴子石榴辉岩中，图 8—5 是其中一个较为典型的含出溶石榴子石的单斜辉石，具(001)简单双晶，晶形较好，边部被石榴子石所包围。单斜辉石中出溶的石榴子石具明显的定向构造，石榴子石短柱状颗粒的长轴方向总体上平行单斜辉石(100)晶面，或平行于单斜辉石 c 轴方向。这与 Aoki 等(1980)的描述较为一致。不同的是，前人如 Sautter 和 Harte(1988，1990)描述的出溶石榴子石多呈规则的叶片状，少数呈不规则多面体的短柱状；而这里的出溶石榴子石，多呈不规则的短柱状，少数呈较自形的等轴状晶体。此外，还出现另一类出溶结构，石榴子石细小颗粒主要在单斜辉石边部出溶，形成了环圈结构或称冠状体结构(图 8—6)。后者是一种出溶不完全的结构。

含出溶石榴子石的单斜辉石多处在石榴子石的包裹之中，且常具有较完整晶形。推测可能由于石榴子石较大的强度，使得这种单斜辉石得以保存下来。

8.4.2　出溶引起矿物成分的演化及其出溶母体成分的建立

单斜辉石中出溶石榴子石现象说明，榴辉岩可能是由单斜辉石母体演化而来的。假设出溶的石榴子石全部来自单斜辉石，则可以根据已有的石榴子石和单斜辉石分析数据和它们的矿物含量比值，计算母体单斜辉石的成分。有时，如出现少量的蓝晶石和刚玉，也可以把它们计算在母体单斜辉石中。计算的结果出来辉石岩，这是地幔岩包体中常见的岩石类型。

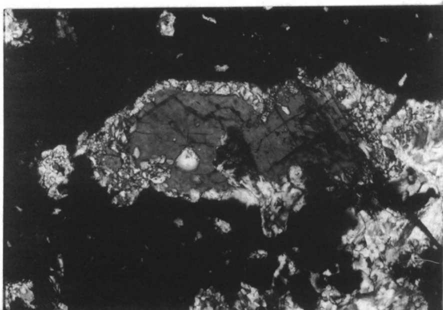


图 8—6　单斜辉石中出溶石榴子石现象

正交偏光　L＝1.4 mm 除少数石榴子石在较核心部位出溶以外，大部分细粒石榴子石出现在单斜辉石的边部，全消光者为石榴子石。显示不完全出溶特点。(样品 93405(2))

Jerde 等(1993)据此组建了几个样品的母体辉石成分，它们代表了铝质辉石成分，在 AFM 图解中，组建的母体辉石成分与普通榴辉岩在主要元素上没有太大差别。

孟中榴辉岩中石榴子石和单斜辉石的化学成分已在表 8—1 中列出。在 A-C-FM 图解(图 8—7)中，石榴子石和单斜辉石在成分上有规律地演化，石榴子石出溶引起单斜辉石成分上的单方向演化，符合由共同母体(富铝辉石)出溶石榴子石并形成单斜辉石模式，说明有母体辉石存在。

根据石榴子石和单斜辉石含量及相应的成分，可以计算母体辉石成分，

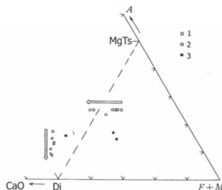


图 8—7　孟中榴辉岩石榴子石和单斜辉石 A-C-F+M 图解

其中 $A=Al_2O_3$，$C=CaO$，$F+M=FeO\ (T)+MgO+MnO$。按摩尔分数计算。1—石榴子石；2—单斜辉石；3—母体辉石

孟中榴辉岩中，根据石榴子石-单斜辉石对，按40%Grt和60%Cpx组建的母体成分，列于表8—4中。它们均处在Jerde等(1993)建立的母体辉石成分范围之内。

表8—4 根据矿物对组建的母体辉石成分①

成分＼样号	A	B	C	D
SiO_2	48.71	48.86	48.49	52.57～38.15
TiO_2	0.06	0.09	0.04	0.14～0.03
Al_2O_3	13.81	14.85	15.32	35.89～5.86
ΣFeO	6.35	4.92	6.60	7.99～1.37
MnO	0.17	0.12	0.14	0.25～<0.03
MgO	10.97	12.73	9.87	16.30～6.24
CaO	17.17	14.66	15.77	18.58～13.09
Na_2O	2.59	3.26	3.25	4.95～0.97
K_2O	0.00	0.02	0.04	—
Σ	99.84	99.52	99.48	

①利用表8—1中以下矿物对：A：No.21 Grt—No.22 Cpx；B：No.10 Grt—No.12 Cpx；C：No.18 Grt—No.20 Cpx；D：据Jerde等(1993)建立的母体辉石成分范围。

此外，我们可以把未完全出溶石榴子石的单斜辉石看做是辉石母体的近似成分。图8—6中，石榴子石出溶作用只发育在单斜辉石的边部，其核部不发育出溶现象的部分有可能代表了被冷凝的母体辉石成分。表8—1中，明显具有这种特征的单斜辉石有两个，即序号4和序号7 Gpx。在*A-C-FM*图解中，它们确实处在母体辉石成分范围；在Na_2O-MgO图解中(图8—4)，它们处在Taylor和Neal(1989)划分的A类榴辉岩范围；根据Essene和Fyfe(1967)的划分，它们为钠质普通辉石(图8—3)。这两个单斜辉石成分上比较接近，根据两者平均得到的出溶母体成分为(w_B)：SiO_2：49.09%，TiO_2：0.13%，Al_2O_3：13.37%，FeO(T)：2.85%，MnO：0.07%，MgO：18.31%，CaO：11.55%，Na_2O：2.58%，K_2O：0.28%，Σ＝98.23%。与Jerde等(1993)母体辉石成分相比，该出溶母体成分中CaO含量偏低，而MgO含量偏高，都超出了Jerde等(1993)的范围(表8—4)，因此，更显示了早期母体辉石的地幔成分特征。在*A-C-FM*图解中表现为母体辉石成分的，还有序号15 Cpx，其成分也处在Jerde等(1993)的成分范围之内，而显示了演化晚期的母体单斜辉石特征，Mg/Ca比值降低。

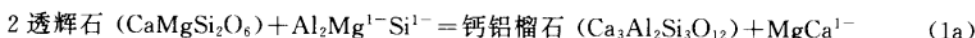
8.4.3 石榴子石出溶的矿物反应

富铝单斜辉石中石榴子石出溶过程，可以认为是由于环境温度和压力的改变驱使矿物反应的出现而导致的结果，出溶过程中同时或相继将出现两种反应：净转变反应和交换反应。净转变反应中由于体积变化而使得它既是与温度有关的，也是压力敏感的。而纯粹的交换反应，由于体积变化很小，所以只是与温度有关。因此，交换反应仅为地质温度计算提供了

基础。

如果忽略体系中 Na_2O、MnO、TiO_2、Cr_2O_3 等成分，则单斜辉石和其出溶石榴子石的化学成分可以用 CFMAS 化学体系来表示，即 CaO-FeO-MgO-Al_2O_3-SiO_2。出溶过程中 CFMAS 体系的五个成分都是变化的，而单斜辉石基本上是作为封闭体系演化的。在 SiO_2 不饱和体系中，单斜辉石是化学整比的(即没有 Ca-艾斯科拉分子)，单斜辉石中的成分变化可以表示为：透辉石＋$CaMg^{1-}$＋$FeMg^{1-}$＋$Al_2Mg^{1-}Si^{1-}$；而石榴子石的成分变化可以表示为：镁铝榴石＋$CaMg^{1-}$＋$FeMg^{1-}$。

在出溶母体单斜辉石中成核并生长一个富铝的石榴子石相，需要有 $Al_2Mg^{1-}Si^{1-}$ 置换对的扩散。因此，石榴子石出溶的“净转变”反应可以写成：



2 透辉石 ($CaMgSi_2O_6$)＋$Al_2Mg^{1-}Si^{1-}$＝钙铝榴石 ($Ca_3Al_2Si_3O_{12}$)＋$MgCa^{1-}$ (1a)

或者 3 透辉石 ($CaMgSi_2O_6$) ＋3 钙契尔马克分子 ($CaAl_2SiO_6$)

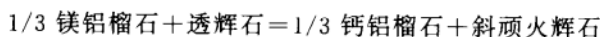
单斜辉石



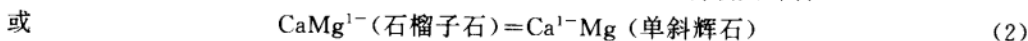
＝2 钙铝榴石 ($Ca_3Al_2Si_3O_{12}$)＋镁铝榴石 ($Mg_3Al_2Si_3O_{12}$) (1b)

石榴子石

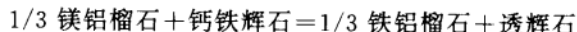
石榴子石和单斜辉石两相中，$CaMg^{1-}$ 和 $FeMg^{1-}$ 置换都很普通，这两相之间可以写出两个置换反应方程式：



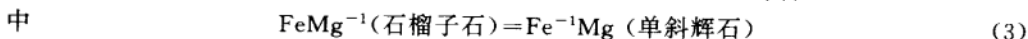
1/3 镁铝榴石＋透辉石＝1/3 钙铝榴石＋斜顽火辉石



或 $CaMg^{1-}$(石榴子石)＝$Ca^{1-}Mg$ (单斜辉石) (2)



1/3 镁铝榴石＋钙铁辉石＝1/3 铁铝榴石＋透辉石



中 $FeMg^{-1}$(石榴子石)＝$Fe^{-1}Mg$ (单斜辉石) (3)

以上后两个反应 (2) 和 (3) 中涉及石榴子石立方体晶位和单斜辉石八面体晶位上等价态阳离子的交换：反应 (1) 中 Si—O 键必须打破，而反应 (2) 和 (3) 则不需要，因此后两者进行的速度预期要比 (1) 快得多。出溶过程中这三个反应相互起作用，但是当石榴子石出溶之后，净转变反应即反应 (1) 停止，而 $CaMg^{1-}$ 和 $FeMg^{1-}$ 置换可以继续进行。反应(1) 和 (2) 的联合作用说明单斜辉石出溶母体中含有少量的单斜顽火辉石成分，它与石榴子石的出溶有关。反应 (1) 和 (2) 的联合作用则说明 $Al_2Fe^{1-}Si^{1-}$ 净转变和置换反应如同 $Al_2Mg^{1-}Si^{1-}$ 一样是可能的。既然单斜辉石中 $Al_2Mg^{1-}Si^{1-}$ 和 $Al_2Fe^{1-}Si^{1-}$ 两种置换反应涉及 Si—O 键的破坏，因此，当物化环境的改变使得出溶石榴子石的反应 (1) 停止下来时，它们的反应动力也就停止了作用。

图 8—7 以化学成分图解描述了反应 (1) 和 (2)，$FeMg^{1-}$ 置换在图中没有反映。图 8—7 中箭头指示了反应进行时成分变化的方向，强调了出溶石榴子石中 Ca/R^{2+} 的增加和单斜辉石中钙契尔马克分子 (CaTs) 的减少。考虑到不同成分石榴子石 (Ca 含量不同) 的体积效应，单个出溶石榴子石晶体成分上的均一性不能说明组成组分 (特别是 Ca) 通过扩散而在整个岩石中同时实现了平衡。

石榴子石和单斜辉石 CaO-MgO-FeO 图解(图 8—8)反映了出溶石榴子石和形成的单斜辉石(绿辉石)之间的 $FeMg^{1-}$ 和 $CaMg^{1-}$ 置换。该图反映了出溶石榴子石中 FeO/CaO 变化较小，MgO 含量变化显著。图中三个矿物对(用线段连接)反映了温压的变化。

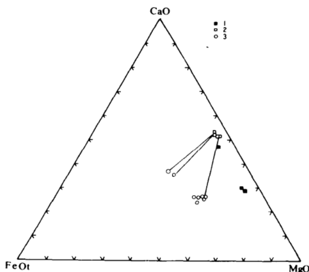


图 8—8　石榴子石和单斜辉石 CaO-MgO-FeO 摩尔分数图解

TFeO=FeO+2Fe_2O_3。图中用线段联接紧密相邻的共生石榴子石-单斜辉石矿物对

1—母体单斜辉石；2—单斜辉石；3—石榴子石

孟中榴辉岩富铝单斜辉石中出溶石榴子石过程中，单斜辉石中硬玉组分的变化也是很明显的，因此必须考虑。*A-C-*(*F*+*M*)图解(图 8—7)中，出溶作用引起了 Al_2O_3 含量的减小，但不能反映硬玉组分的变化。图 8+9 给出了 $w(Al_2O_3)$(%)-Jd 图解，图中Ⅱ区的变化趋势说明了随着石榴子石的出溶，单斜辉石中硬玉组分明显地减少。出溶作用早期的单斜辉石富含硬玉，为典型的绿辉石；出溶作用晚期的单斜辉石贫硬玉，为钠质普通辉石。出溶过程中母体单斜辉石硬玉组分的变化趋势则相反(Ⅰ区)，早期母体硬玉组分含量低，晚期母体硬玉组分含量高。

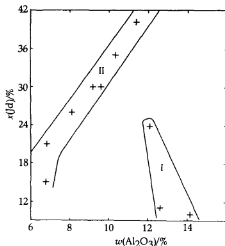
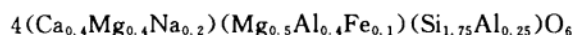


图 8—9　单斜辉石 Al_2O_3-Jd 图解

Ⅰ区为母体单斜辉石成分；Ⅱ区为出溶后形成的单斜辉石成分

因此，孟中榴辉岩中富铝钠质普通辉石出溶石榴子石过程涉及以下的反应：

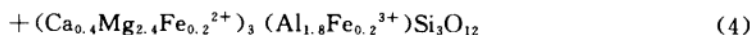


$$4(Ca_{0.4}Mg_{0.4}Na_{0.2})(Mg_{0.5}Al_{0.4}Fe_{0.1})(Si_{1.75}Al_{0.25})O_6$$

富铝钠质普通辉石



$$=2(Ca_{0.6}Na_{0.4})(Mg_{0.6}Al_{0.4})Si_2O_6(\text{绿辉石},Jd_{40})$$



$$+(Ca_{0.4}Mg_{2.4}Fe_{0.2}^{2+})_3(Al_{1.8}Fe_{0.2}^{3+})Si_3O_{12} \quad (4)$$

石榴子石

反应 (4) 是石榴子石出溶的净转变反应，它与反应 (1) 不同的是，出溶反应不但生成了新相石榴子石，而且产生了新相单斜辉石（首先是绿辉石），即出溶过程也即石榴子石和绿辉石成核生长的过程。反应 (4) 中出溶母体为孟中榴辉岩中发育不完全出溶结构的富铝单斜辉石。

出溶的石榴子石首先是富镁的。由于石榴子石中阳离子扩散系数较大，石榴子石成分容易不断调整，初期富镁的石榴子石中钙含量不断增加，最终形成镁铝榴石 x_B 占 50%左右的石榴子石。生成的绿辉石则形成晶畴结构，畴域不断扩大，硅氧链层不断调整，最终可形成普通的绿辉石。

反应 (4) 说明，榴辉岩可能是由富铝钠质普通辉石母体转变而来的，单斜辉石是地幔岩类的主要矿物之一，辉石岩也是地幔岩包体中常见的岩石类型。但是，富铝辉石在地幔条件下难以保存，必须有一个快速冷却和上升过程。

8.5 富铝单斜辉石中出溶石榴子石现象的 HRTEM 观察

高分辨透射电子显微镜 (HRTEM) 为研究矿物原子尺度（或称纳米尺度）的形变（包括位错等缺陷）和相变（即矿物反应）特征提供了直接观察的最有效手段。孟中榴辉岩中具出溶石榴子石特征的富铝单斜辉石（样品 93405），通过离子溅射减薄制备成电镜观察样品。电子光学实验是在北京大学电子显微镜实验室完成的，采用该实验室日立 H-9000 NAR 高分辨侧插分析型透射电子显微镜（点分辨率 0.18 nm，$Cs=0.7$ nm），加速电压为 300 kV，使用双倾样品台调整晶体取向 (±15°)。选区电子衍射均是在相机长度为 1m 条件下进行的，采用王启明博士通过标样校正后测定的相机常数 $L\lambda=2.0915$ nm/mm 计算晶面间距。HRTEM 放大倍率一般选用 30 或 40 万倍，有时选用 70 万倍。

8.5.1 单斜辉石和石榴子石晶体结构

1. 单斜辉石晶体结构

普通辉石和无序绿辉石的空间群均为 $C2/c$，有序绿辉石的空间群为 $P2$ 或 $P2/n$。普通辉石 $a_0\approx0.97$ nm，$b_0\approx0.89$ nm，$c_0\approx0.53$ nm，$\beta\approx107°$。随着硬玉组分的增加，单位晶胞体积有所减小。结构中具有两种金属离子位置：M1 和 M2。M1 为六次配位，呈较规则的 M1—O 八面体。M2 为八次配位，呈不规则 M2—O 配位多面体。M1 和 M2 配位多面体共棱连接成链。硅氧四面体链和 M—O 多面体链均平行于 c 轴，各自平行于 b 轴排列成层，在垂直 (100) 方向上（即 a^*），SiO 链层和 M—O 链层相间排列。普通辉石和无序绿辉石中只有一种硅氧四面体链。在 $P2$ 绿辉石中，有四种结晶学不同的硅氧四面体 Si_1A 和 Si_1A 以及 Si_1C 和 Si_1C，它们两两组成两种不同的硅氧四面体链：A 链和 C 链，同时具四种 M1 位和四种 M2 位 (Clark 和 Papike，1968)。在 $P2/n$ 绿辉石，有两种结晶学不同的硅氧四面体，它们相间联结而成硅氧四面体链，同时 M 晶位可分为 M1(1)，M1(2) 和 M2(1)，M2(2) 四种位置

(Matsumoto 和 Banno，1970；徐洪武等，1993)。图 8—10 给出了单斜辉石结构在(001)*面上的投影。

2. 石榴子石晶体结构

石榴子石空间群为 $Ia3d$，$a_0 \approx 1.2$ nm，$Z=8$。所有石榴子石都具有体心立方单位晶胞，化学式为 $X_3Y_2Z_3O_{12}$。天然石榴子石中，X 和 Y 分别为二价和三价阳离子，Z 为 Si。石榴子石结构可以用由 Y 阳离子配位八面体组成的单位晶胞简单地予以说明。配位八面体出现在每个石榴子石单胞 1/8 卦限的角顶和中心位置；每个 1/8 卦限相对其邻近卦限有轻微的扭转。图 8—11 给出了简化的石榴子石晶体结构。

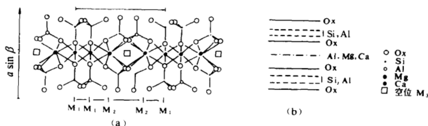


图 8—10 单斜辉石结构在(001)*面上的投影

(a)—$C2/c$ 辉石晶体结构沿[001]方向的投影(据 Cameron 和 Papike，1981)

(b)—氧原子以及分别处理在四面体和八面体晶位的 Si、Al^{IV} 和 Al^{VI}、Mg、Ca 离子(100)密积层的堆垛

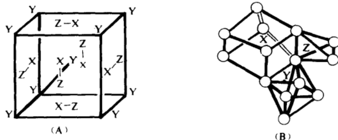


图 8—11 简化石榴子石晶体结构

(据 Allen 等，1987)

(A)—石榴子石单位晶胞的 $^1/_8$ 卦限，位于立方体角顶的是八面体配位的 Y 晶位，沿<100>各方向，X 和 Z 晶位交替出现。X 和 Z 晶位处在立方体的阴面，Y' 处在立方体的中心。(B)—X、Y、Z 晶位配位多面体的连接方式

8.5.2 石榴子石出溶作用 HRTEM 观察

1. 选区电子衍射

出溶有石榴子石晶畴的单斜辉石选区电子衍射见图 8—12，图 8—13 是其指标化图。根据电子衍射计算的单斜辉石晶胞参数为 $c_0=0.5196$ nm，$a_0=1.4206$ nm，$\beta=107°$。图 8—14 中，石榴子石衍射点阵与单斜辉石的共存。根据衍射图计算的石榴子石晶格常数 $a_0=1.156$



图 8—12　单斜辉石[010]晶带轴电子衍射图，叠加有石榴子石[$1\bar{1}0$]晶带轴电子衍射

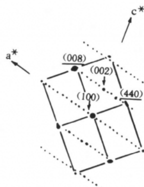


图 8—13　单斜辉正[010]晶带轴电子衍射指标化图
晶面符号下画杠的代表石榴子石晶面衍射；图中用线段画出了石榴子石倒易点阵的一部分

nm，为体心立方结构，晶带轴方向为[$1\bar{1}0$]。出溶的石榴子石与母体单斜辉石之间有一定的晶体学取向关系。衍射图中，石榴子石($\bar{4}\,\bar{4}8$)晶面衍射与单斜辉石(12,0,0)晶面衍射重合，石榴子石[$11\bar{2}$]* 方向与单斜辉石[100]* 方向重合。

2. 微区成分特征

出溶石榴子石（图 8—14）与出溶母体（图 8—15）单斜辉石成分相比，富镁而贫钙，说明前者具最初出溶特征，与反应（4）中成分相吻合。H-9000NAR 附设的能谱仪给出的 X 射线能谱，在石榴子石和单斜辉石中均显示很高的 Fe 含量，而这与表 8—1 中列出的电子探针

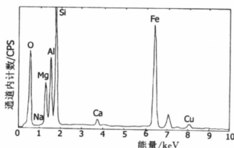


图 8—14　出溶石榴子石 X 射线能谱

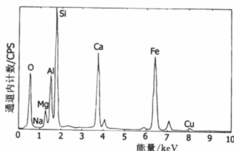


图 8—15　富铝单斜辉石 X 射线能谱

线能谱，在石榴子石和单斜辉石中均显示很高的 Fe 含量，而这与表 8—1 中列出的电子探针分析结果（X 射线波谱）相差较大，说明分析样品中局域成分不均匀。

3. 出溶母体单斜辉石中特殊的 1.35 nm (a^*) 堆垛结构

孟中榴辉岩出溶石榴子石的母体单斜辉石，其晶胞参数 $a_0=1.4206$ nm，是正常单斜辉石 a_0 值(0.94～0.97nm)的$\frac{3}{2}$倍，堆垛周期 $a_0\,\mathrm{Sin}\beta\approx1.35$ nm。它不符合正常单斜辉石中硅氧四面体链 a^* 方向上二链层重复的堆垛周期，而是一种特殊的三链层堆垛形式。衍射点阵（图 8—12）中，a^* 方向上在某些(00n)点列上出现一明二暗晶面衍射，说明有$\frac{1}{3}\times1.35$ nm (a^*) 的堆垛单元（硅氧四面体链层和八面体链层），并可能叠加有二链层重复的 $P2$ 型结构。

图 8—16 为母体单斜辉石 HRTEM 像。图中数字 1、2、3、1 标出了 a^* 方向上硅氧链的堆垛方式。可以看出，1 和 3 链具有相似性，2 链与它们具有反相关系，即可能存在 $1/2\vec{b}$位相。在有序单斜辉石中，一般存在两种不同的硅氧四面体链：Si(A)链和 Si(C)链。图 8—16 中显示的堆垛说明了 $\vec{a^*}$ 方向上可能出现 Si(A)Si(C)Si(A′)或 Si(A)Si(C)Si(C′)堆垛多形，即 ACA′或 ACC′堆垛，A′或 C′表示它与 A 或 C 具有 $1/2\vec{b}$位相关系。

图 8—17 是图 8—16 单斜辉石在不同欠焦条件下拍摄的照片，明显地显示了(a^*)三链层堆垛周期。

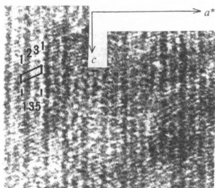


图 8—16 单斜辉石[010]晶带轴 HRTEM 像
图中黑框标出了单位晶胞范围，a^* 方向堆垛周期为 1.35 nm

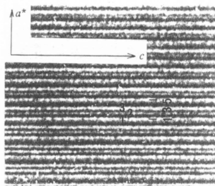


图 8—17 单斜辉石[010]晶带轴晶格像，显示了 a^* 方向上三链层堆垛多型

[1.35 nm (a^*) 堆垛多型的意义] 近年来在高分辨电镜下陆续观察到天然辉石中沿 a^* 方向为 0.45 nm 奇数倍的堆垛，如 1.35 nm 和 2.25 nm 等(Topel-Schadt 和 Muller, 1985; Livi 和 Veblen, 1989; Brearley, 1989; 黄婉康等, 1992)它们属于 $(2n+1)\times0.45$ nm (a^*)结构，与常见辉石多型不同，八面体层或硅氧链层的倾转不是每两层（单斜辉石）或每四层（斜方辉石）就产生重复。$(2n+1)\times0.45$ nm(a^*)多型在陨石顽火辉石加热产物的淬冷过程中出现过。Buseck 等(1975)曾将 Norton 陨石顽火辉石加热至 1000℃7 天后淬冷，其产

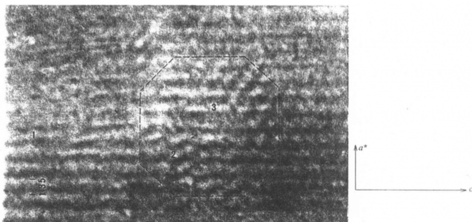


图 8—18　单斜辉石中石榴子石的出溶。断线给出了石榴子石的大致范围

1—单斜辉石;2—石榴子石;3—单斜辉石残骸;晶面间距单位:nm

物中见有 2.7 nm(a^*)长周期结构(2×1.35 nm)。黄婉康等(1992)研究了肇中陨石中的低钙辉石,发现了天然 2.7 nm(a^*)长周期结构,并发现了自然界罕见的奇数倍 0.45 nm(a^*)堆垛周期,并认为 2.7 nm 和($2n+1$)×0.45 nm(a^*)结构是在原顽火辉石淬冷时相变而成的原始型超微结构,可以作为未受后期长时间加热作用影响的陨石标志。王岩国等(1994)在对玻安岩斜顽辉石加热产物的观察中发现了大量 1.35 nm 和 2.25 nm(a^*)等奇数倍 0.45 nm(a^*)堆垛结构,它们是加温产物淬冷的结果。

东海孟中榴辉岩中 1.35 nm(a^*)堆垛的单斜辉石多型(图 8—19、8—20),成分上与前人研究的截然不同,规模上也远远超过了前人的观察结果,有可能达到晶粒范围。这在自然界中是罕见的。我们认为,陨石类似于地幔岩类,因此地幔榴辉岩中出现 1.35nm (a^*)多型是正常现象。根据黄婉康等(1992),王岩国等(1994)的实验现象类推,孟中榴辉岩中富铝单斜辉石出现 1.35 nm(a^*)堆垛结构可能是该榴辉岩体在快速上升过程中淬冷而形成的,这应该是一种侵位机制。1.35 nm(a^*)多型单斜辉石因此可能是被"冷凝"的地幔单斜辉石,代表了地幔中辉石的典型结构。孟中榴辉岩中富铝单斜辉石处在石榴子石的包裹之中,石榴子石可能提供了一个很好的"外套"保护作用。富铝单斜辉石中的出溶石榴子石作用,则表明了它的地幔成因特征。

4. 单斜辉石中出溶石榴子石的晶格像

图 8—18 给出了一个从单斜辉石母体中出溶的石榴子石,具有等轴晶系晶形,并含有单斜辉石残骸。石榴子石出溶过程可能是这样的:先是辉石链弯曲变形,继而 Si—O 链部分被破坏,最后形成岛状石榴子石晶畴。同时,前述的反应(1)、(2)、(3)或(4)也在进行。因此,出溶石榴子石过程中,定向差异应力可能起了一定的作用。

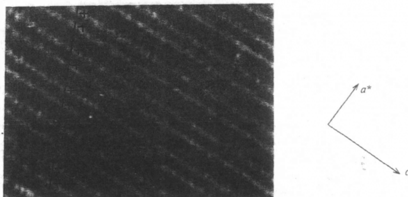


图 8—19　三链层单斜辉石无序结构的 HRTEM 像

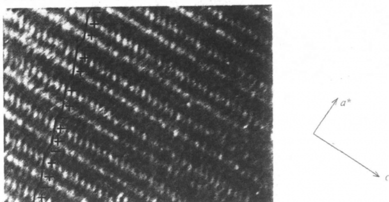


图 8—20　三链层单斜辉石有序结构的 HRTEM 像

a 方向上堆垛形式为＋－＋＋－＋

图 8—21 中，1 区为出溶的石榴子石晶畴，与母体单斜辉石之间存在较为明确的边界，石榴子石大致成正方形截面，边长约 17 nm。石榴子石[001]相当方向上周期 $a_0 \approx 1.2$ nm，与母体单斜辉石 a^* 夹角约为 35°。

1.35 nm(a^*)多型单斜辉石母体中存在反相畴结构。图 8—21 中，2 区和 3 区之间存在反相关系，明区与暗区相对应，可能存在 $1/2\vec{b}$ 相位差。局部区域存在 0.45 nm(a^*)的堆垛层错。

石榴子石出溶引起的单斜辉石母体晶格畸变效应是很明显的。在石榴子石与单斜辉石的畴边界，辉石链层弯曲，说明石榴子石的出溶是通过破坏辉石链层而进行的。早期出溶的石榴子石表现为较为无序的结构。

8.5.3　出溶石榴子石的体积效应及相变与形变的关系

孟中榴辉岩富铝钠质单斜辉石中出溶石榴子石的体积效应，可根据反应(4)进行估算，体积变化：

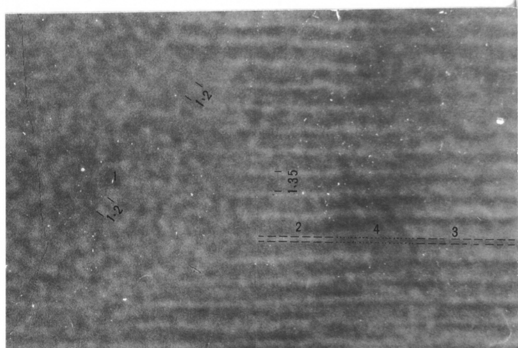


图 8—21　单斜辉石中出溶石榴子石作用

1 区为石榴子石出溶晶畴。晶面间距单位：nm

$$\begin{aligned}\Delta V &= V_{Grt}+2V_{Omph}-4V_{Aug}\\ &=\frac{1}{8}\times 1.156^3+2\times\frac{1}{4}\times 427-4\times\frac{1}{4}\times 439\\ &=-225.31\ nm^3\end{aligned}$$

其中 V_{Omph} 和 V_{Aug} 据王濮等(1984)《系统矿物学》。ΔV 为负值，说明石榴子石出溶引起体系的体积减小。这符合挤压体制下矿物反应及相变过程。

石榴子石出溶区和堆垛层错发育区共生，并在母体单斜辉石晶格中发生了刃型位错。出溶石榴子石引起的体积缩小可能是刃位错发生的原因。这说明相变与形变是统一的。相变在这里引起了形变。相应地，假如体系有利于在母体辉石中发生刃型位错(即形变)，则出溶石榴子石的反应更容易进行。

8.6　孟中榴辉岩 *p-t* 演化轨迹

孟中榴辉岩富铝单斜辉石形成于较高的温度。根据 Davis 和 Boyd(1966)实验(表示于图 8—22 中)，该母体辉石形成的温度为 1350℃(表 8—1 中序号 4 和序号 7Cpx 形成的温度相当)和 840℃(表 8—1 中序号 15Cpx)。图中，Mysen(1976)曲线与之相近。

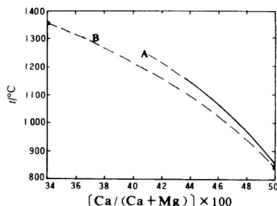


图 8—22 单斜辉石[Ca/(Ca+Mg)]×100 随温度的变化

A—Mysen (1976),B—Daris 和 Boyd (1966) (孟中样品)

根据 Finnerty 和 Boyd (1987),Nickel 和 Green (1985),Carswell 和 Gibb (1987)Bertr-and 等(1986)岩石学地温曲线(图 8—23),由富铝单斜辉石的形成温度,求得其形成压力为:

(1) $t=1350$℃时,$p=(47\sim60)\times10^8$ Pa$=4.7\sim6.0$ GPa

(2) $t=840$℃时,$p=(27\sim35)\times10^8$ Pa$=2.7\sim3.5$ GPa

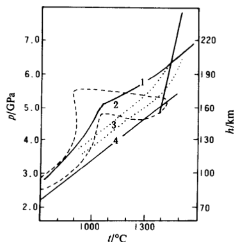


图 8—23 岩石学地温曲线

1—Finnerty 和 Boyd (1987);2—Nickel 和 Green (1985)(断线区域);3—Carswell 和 Gill(1987),点线部分;4—Bertrand 等 (1986)

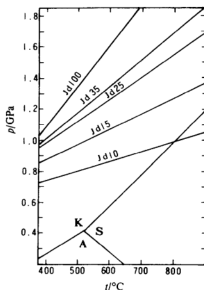


图 8—24 Holland (1980)设计的硬玉含量温压计

图中 Al_2SiO_5 三相点据 Salje (1986)

利用榴辉岩中三个紧密共生的石榴子石-单斜辉石矿物对，根据 Krogh(1988)改进的温度计算公式：

$$T(\mathrm{K})=[-6173(X_{\mathrm{Ca}}^{\mathrm{Grt}})^2+6731(X_{\mathrm{Ca}}^{\mathrm{Grt}})+1879+10p(10^8\ \mathrm{Pa})]/(\ln K_D+1.393)$$

其中 $K_D=(\frac{X_{Fe^{2+}}/K_{Mg})_{Grt}}{(X_{Fe^{2+}}/X_{Mg})_{Cpx}}$，并结合 Holland (1980)图解(图 8—24)，得到形成的温压条件，如表 8—5 所列。

表 8—5 矿物对温压计算结果

矿 物 对	K_D	X_{Ca}^{Grt}	p/GPa	t/℃
No. 10Grt—No. 12Cpx	10.61	0.252	1.33	610
No. 21Grt—No. 22Cpx	6.63	0.355	1.62	839
No. 18Grt—No. 20Cpx	6.625	0.366	1.77	851

孟中榴辉岩中，多硅白云母与蓝晶石共生，形成于母体单斜辉石演化完毕之后，而又与榴辉岩相主要矿物石榴子石和绿辉石同时或稍早，因此其形成温压介于它们之间，可以假定其形成温度为 845℃左右(母体辉石演变晚期阶段和石榴子石、单斜辉石形成榴辉岩的早期阶段，由不同的温度计得到相同的温度)。根据Massonne和Schreyer(1989)提出的tks-多

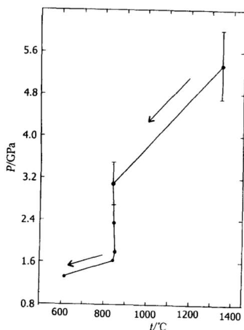


图 8—25 孟中榴辉岩 p-t 演化轨迹，图中箭头表示演化方向

硅白云母压力计（tks 即滑石＋蓝晶石＋石英/柯石英），以石英为共生矿物，

$$Si=0.02146\ p-0.0001904\ T+3.025$$

$$(p: 10^8\ Pa; t: ℃)$$

计算得压力为 23.5×10^8 GPa 即 2.35 GPa。

根据以上估算结果，在图 8—25 中构成了一条孟中榴辉岩 p-t 演化轨迹。可以看出，该榴辉岩经历了三个演化过程：①早期地幔冷却过程，发生在华北与扬子地块拼合过程之弛豫阶段之后，地幔物质折返时期；富铝单斜辉石出溶石榴子石并产生绿辉石，形成榴辉岩。②构造侵位或挤入过程，表现在该岩体快速降压，而温度相对不变。构造挤入达到的位置正好是高角闪岩相片麻岩基底部位。③整体抬升过程，该过程中榴辉岩退化变质，与区域性高级变质岩达到相对平衡。$FeMg^{1-}$ 和 $CaMg^{1-}$ 置换最终完成（石榴子石和单斜辉石）。

孟中榴辉岩 p-t 演化轨迹，与苏鲁地区区域性榴辉岩的演化轨迹（高压部分）非常一致（后者见第九章）。

8.7 结论与讨论

以上对孟中榴辉岩体中富铝单斜辉石出溶石榴子石现象及其孟中榴辉岩 p-t 轨迹估算的结果说明：

1）该榴辉岩母体形成于较高温度和异常高压条件下，$t=1350℃$，$p=4.7\sim6.0$ GPa。

$$Si=0.02146\ p-0.0001904\ T+3.025$$

计算得压力为 23.5×10^8GPa。

2）富铝钠质单斜辉石岩是部分榴辉岩的母体，后者是前者在降温过程中通过出溶而形成的。出溶发生在地幔地温线附近。

3）出溶形成的榴辉岩经历了一个快速上升的深部构造侵位过程，温度在 840℃左右，压力在 3.0～1.6 GPa 之间。侵位到高角闪岩相基底中。

4）榴辉岩经历了退化变质过程。现在保存的榴辉岩，除了保存一些早期 HP-HT 的痕迹外，大部分已退化为高角闪岩相变质温压，其主要矿物组合石榴子石＋绿辉石（单斜辉石）在退变温压下实现了相对平衡。

5）孟中榴辉岩保存了榴辉岩母体富铝钠质单斜辉石的特殊结构：1.35 nm(a^*)多型，由三个辉石链层重复堆垛而成。该结构是淬冷（即构造侵位）时形成的，代表了地幔单斜辉石的结构特征。

综上所述，本书通过对孟中榴辉岩富铝单斜辉石出溶石榴子石形成过程中原子尺度下矿物反应、晶体化学成分与结构变化的研究，揭示苏鲁超高压变质带折返过程中的温度、压力及应力演变势态。特别提及的是苏鲁超高压变质带的折返是与郯庐左行走滑的启动大致是同步进行的，因此这种出溶石榴子石结构的形成，也可以看做是郯庐断裂左行平移导致的形变效应。

值得探讨的问题：

(1) 富铝钠质普通辉石（含 CaTs）是榴辉岩的一种母体，那么，榴辉岩的其他成因与它有什么关系？

(2) 由于榴辉岩中石榴子石和单斜辉石（绿辉石）平衡温压处于在榴辉岩构造侵位之后

的退化变质阶段，因此，这可能说明了目前对榴辉岩的Sm-Nd定年等（利用Grt-Cpx-全岩）只能反映榴辉岩的退化变质年龄。

（3）榴辉岩母体即富铝单斜辉石中三链层辉石是如何向二链层绿辉石结构转变的，是否通过原有的反相畴壁成核生长而成？

第九章　郯庐断裂带形成演化的年代学研究

郯庐断裂带形成与演化的年代确定，始于李四光（1948，1955）的有关研究，他认为："郯庐断裂带"（当时未命名）所处的位置是一条强烈的破裂带，并把它视为新华夏系及中华夏系褶皱及冲断构造线。徐嘉炜（1956～1957）认为，郯庐断裂（当时称安江山深断裂）古生代开始即存在，白垩纪活动达到高潮。张文佑（1959）认为，郯庐断裂带之鲁中断裂带自震旦纪以来就已存在，燕山期特别活动，而北段之舒兰-依兰地堑型深断裂形成于海西晚期。黄汲清（1959～1960）认为郯庐断裂形成于前震旦纪，中、新生代重复活动，而伊兰-伊通深断裂在燕山运动之后产生。马杏垣（1960～1961）认为郯庐断裂形成于元古宙以前，控制东北元古宙褶皱带的构造发展，主要活动时期在中生代，属华夏断裂系。于丕休等（1963）认为其中的沂沭断裂带太古宙以来长期活动，始于前震旦纪，显于中生代，新生代分异最强。徐嘉炜（1964）认为郯庐断裂分为两支，东支可能在太古宙末产生，长期继承活动；西支为中生代产生，印支（为主）—燕山期发生平移运动（T_3—K_1）。刘国栋（1965）认为郯庐之鲁中断裂带新太古代发生左行平移运动，后期（燕山期）有东侧相对北移性质，但位移可能不大。李春昱（1975）认为郯庐断裂带在古生代—中生代早期伴随秦岭板块俯冲带而形成。邓乃恭（1987）认为郯庐断裂带为更新华夏系，形成于白垩纪，有巨大左旋平移，其中部水平位移 350 km。高维明等（1980）提出郯庐裂谷，认为其中沂沭大陆裂谷在侏罗纪与白垩纪之间的左旋平移基础上，于白垩纪发育成裂谷，新生代裂谷消亡转化。许志琴（1980，1985）认为郯庐裂谷带中段裂谷始于早白垩世，晚白垩世末结束；北段始于晚侏罗世，延续至今；南段始于晚侏罗世，老第三纪消亡。徐嘉炜（1980）认为郯庐断裂带平移时间为 T_3—K_1，高潮在 J_3 晚期，中部左行平移 740 km，为左行剪切滑动带，可能属大陆上的转换断层。许志琴（1987）认为，郯庐断裂在印支期可能是一条"陆内俯冲型"左行转换韧性剪切带。朱光等（1995）认为郯庐断裂带大规模左行平移发生在早白垩世末期，推测为 110～130 Ma 前。万天丰（1995）认为，郯庐断裂带经历了一次以走滑为主（250～208 Ma）、两次以正断层活动为主（135～52 Ma 和 23.3～0.73 Ma）、三次以逆断层活动为主（208～135 Ma，52～23.3 Ma 以及 0.73 Ma 以来）的断裂活动，断裂带内部结构异常复杂，形成反转构造，构成中国东部大型断裂带具有普通意义的活动特征。

9.1　华北-扬子地块的拼合——作为转换断裂的郯庐断裂南段的形成

中国东部巨大的走滑断裂——郯庐断裂带，是在华北、扬子两地块的拼合背景下形成的，因此，确定华北-扬子拼合时间和秦岭-大别-张八岭-苏鲁高压超高压变质带剥露和该线造山带的最终形成，是厘定郯庐断裂带雏形形成时间的关键。

9.1.1 高压超高压变质带

秦岭-大别-苏鲁造山带的形成和高压超高压变质带的剥露作用是华北和扬子地块拼合及弛后效应。图 9—1 给出了郯庐断裂两侧变质带的划分。

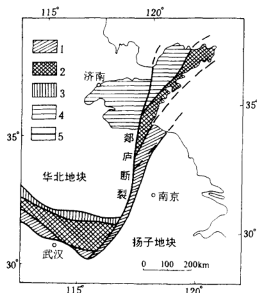


图 9—1 郯庐断裂两侧变质带划分

1—中元古界地层高压蓝片岩带；2—古元古界地层高压超高压含柯石英和金刚石榴辉岩带；3—下古生界佛子岭群弱变质岩带；4—太古宇—元古宇；5—断裂

大别和苏鲁地区榴辉岩相岩石中石榴子石的成分演化(图 9—2 图 9—3)，说明它们在成因上都比较复杂，即可能包括各种成因类型，是基性、超基性岩及其他岩石在榴辉岩相变质作用及后来的退变质作用过程中统一形成的。

大别和苏鲁地区榴辉岩相岩石的 p-t 演化轨迹(图 9—4、图 9—5)，说明榴辉岩相岩石在形成之后，经历了一次快速抬升过程，表现为在温度变化不大的情况下压力的急剧下降。榴辉岩退变质作用的最后阶段为角闪岩相，它与蓝片岩相 p-t 范围相接，向地表的 p-t 条件演化。这说明了榴辉岩首先是"进入"角闪岩相的区域变质地体中，随后与角闪岩相和蓝片岩相岩石一起，整体剥露抬升。

大别和苏鲁地区榴辉岩的同位素年龄具有一致性。如大别山北翼 C 型榴辉岩及榴辉岩相岩石的 Sm-Nd 年龄为 224 Ma±20 Ma，243.9 Ma±5.6 Ma，230.6 Ma±30.7 Ma(李曙光等，1989a，b)，大别山南麓含柯石英榴辉岩的 Sm-Nd 年龄为 221 Ma±5 Ma(李曙光等，1992)，大别山南麓含柯石英榴辉岩锆石 U-Pb 法一致线下交点年龄为 208.6 Ma±1.3 Ma 和 210 Ma±11 Ma(Leslie Ames 等，1993)，大别山碧溪岭岩体榴辉岩矿物 Sm-Nd 等时年龄为 230.1 Ma±9.33Ma(刘若新等，1995)，苏鲁地区也有类似的年龄数值，如江苏东海青龙山榴辉岩 Sm-Nd 等时线年龄为 210 Ma (Wang 等，1989)，青岛仰口湾榴辉岩相岩石锆石 U-Pb 法一致线下交点年龄为 210 Ma±13 Ma(李曙光等，1993)，荣城大疃产在石榴二辉橄榄岩中具正常高镁玄武岩成分的榴辉岩 Sm-Nd 等时线年龄为 232 Ma(叶凯和徐平，1992)。图 9—6 把收集到的一些数据标示出来，并与蓝片岩带、区域变质岩的数据进行对比。图 9—7 把图 9—6 中 250 Ma 以来的有关数据做成直方图。可以发现，以上榴辉岩同位素年龄与蓝片岩中 K-Ar 法和 ^{40}Ar-^{39}Ar 法年龄比较一致。在直方图中，出现几个年龄峰值，依次为230～220Ma，210～200Ma，150～140Ma，110～90 Ma。

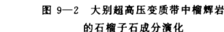


图 9—2 大别超高压变质带中榴辉岩的石榴子石成分演化

箭头模仿 Helinstaedt 和 Schulze (1988)，显示超基性和基性原岩的变质方向。榴辉岩分类据 Coleman 等 (1965)

图 9—3 苏鲁超高压变质带中榴辉岩的石榴子石成分演化

箭头模仿据 Helinstaedt 和 Schulze(1988)；榴辉岩分类据 Coleman(1965)

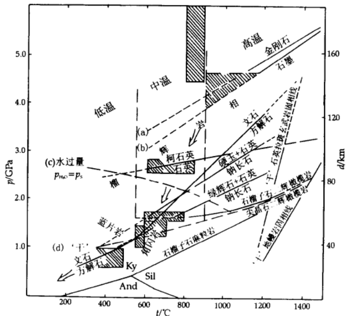


图 9—4 秦岭-大别高压超高压变质带中榴辉岩相岩石和蓝片岩的 p-t 演化轨迹

(据张树业等，1989；韩宗珠等，1989；潘国强等，1990；张泽明，1992；Xu et al.，1991；Zhang et al.，1994；胡克等，1991)

箭头表示退变质方向。p_s-t 成岩格子据 Carswell(1990)并简化

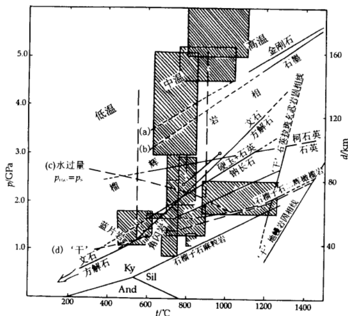


图 9—5　苏鲁超高压变质带中榴辉岩相岩石的 p-t 演化轨迹

(据胡克等,1991;Enami et al.,1985,1990;李曙光等,1991;尹玉军,1991;樊祺诚等,1992;Yang et al.,1993)

箭头表示退变质方向。p_s-t 成岩格子据 Carswell(1990)并简化。

值得注意的是,许多人把 230～220 Ma 附近的年龄解释为榴辉岩的变质年龄,或者华北地块与扬子地块碰撞的时代,作者认为,该年龄可能代表板块俯冲事件的结束,榴辉岩已最终生成,并达到平衡。至于板块俯冲的开始时间,以及华北与扬子地块陆-陆接触的时间,有待进一步的探讨,但是,可以推测,板块俯冲事件持续的时间可能是比较长的。210～200 Ma 附近的年龄,则应该是榴辉岩作为侵位于大别或苏鲁地块中的年龄。

榴辉岩一般是作为板块俯冲的产物,其形成深度可能在 160 km 以上(图 9—4、图 9—5)。而华中蓝片岩带则是陆内俯冲作用的产物,形成深度可能在 40 km 左右(图 9—4、图 9—5)。如果考虑到构造增压因素,则榴辉岩和蓝片岩的形成深度可能要浅一些。蓝片岩一般协调地产出于绿片岩相区域变质岩层中,后者估计的深度在 20 km 左右。因此,榴辉岩快速折返的时代,即 230～200 Ma 之间,正是蓝片岩的变质年代。也即,扬子地块向北的陆内俯冲时代。

李曙光等(1995)研究了大别山石马地区石榴黑云片麻岩的 Sm-Nd、K-Ar 年龄及冷却速率,得到石榴子石黑云母片麻岩(具有角闪岩相变质特征)Sm-Nd 矿物-全岩等时线年龄为 229 Ma±3 Ma,黑云母 K-Ar 年龄为 231 Ma±5 Ma。根据这一年龄数据,我们可以推测,榴辉岩在 230～200 Ma 之间,已经折返,进入到石榴黑云片麻岩等角闪岩相围岩中,并退化为角闪岩相,特别是 Sm-Nd 等同位素体系与角闪岩相围岩达到了相对平衡。

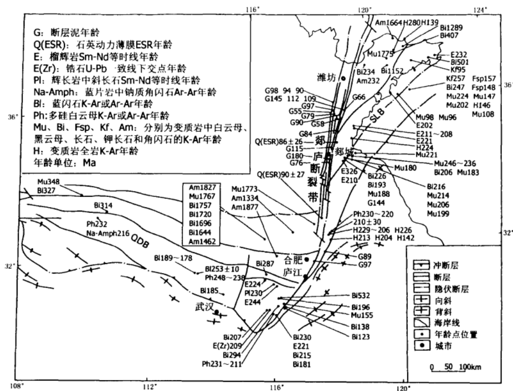


图 9—6 秦岭-大别和苏鲁高压超高压变质岩带内变质岩同位素年龄展布，以及郯庐断裂带和邻近断裂断层泥 K-Ar 年龄和断层动力石英薄膜 ESR 年龄的分布

部分年龄数据据张树业等，1989；李曙光等，1989a，b；Ames et al.，1993；刘若新等，1995；Wang et al.，1989；陈移之等，1992；李曙光等，1993；桑宝梁等，1987；王银喜等，1989；张儒媛等，1993；全国同位素地质年龄汇编小组，1977、1983、1986；陈文寄等，1988；Chen et al.，1989；Mattauer et al.，1985；牛宝贵等，1993；许志琴等，1986；周高志等，1991。QDB—秦岭-大别高压超高压变质带；SLB—苏鲁高压超高压变质带，包括张八岭地区

9.1.2 张八岭蓝片岩带

郯庐断裂带以东的张八岭蓝片岩带（图 9—8），由中元古界张八岭群及新元古界震旦系组成，是一个典型的高压低温变质带，在天井湖—嘉山—庐江—破凉亭一线，其展布与郯庐断裂带方向吻合，至破凉亭以西呈近东西向展布，与湖北北西向蓝片岩带邻接。蓝片岩均赋存在中元古代张八岭群西冷组下部，主要是细碧岩类低温高压变质作用产物，一般靠近倒转向斜两翼对称分布。该带以各类共生的蓝片岩为标志，与白云石英钠长片岩和绿泥钠长片岩等相当绿片岩相的岩石互层状共生产出。

1. 张八岭蓝片岩带中的白云母

表 9—1 给出了张八岭蓝片岩带中西冷组白云母电子探针分析数据（样品号 9334-7，产地西冷）。根据 22 个氧为基础计算的分子式依次为：

表 9—1 张八岭蓝片岩带西冷组白云母电子探针分析数据(w_B/%)

序 号	1	2	3	4
样品号		9334-7(西冷)		
SiO_2	47.82	43.76	45.54	48.06
TiO_2	0.24	0.40	0.14	0.34
Al_2O_3	30.61	28.08	28.89	30.67
ΣFeO	4.57	11.15	7.17	3.89
MnO	0.06	0.00	0.09	0.07
MgO	2.23	1.34	4.97	1.37
CaO	0.29	0.79	0.30	0.11
Na_2O	1.14	0.67	0.60	0.80
K_2O	9.77	10.01	8.58	11.04
总 计	96.74	96.20	96.28	96.36
		以 22 个氧为基础的阳离子数		
Si	6.38	6.138	6.182	6.446
Ti	0.022	0.044	0.022	0.044
Al	4.818	4.642	4.62	4.84
ΣFe	0.506	1.298	0.814	0.44
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.44	0.286	1.012	0.264
Ca	0.044	0.11	0.044	0.022
Na	0.286	0.176	0.154	0.198
K	1.672	1.782	1.474	1.892
总 计	14.17	14.48	14.32	14.15

北京大学电子探针分析中心(1993.10.15)测定。

(1) $(K_{1.762}Na_{0.286}Ca_{0.044})_2[Fe_{0.506}Mg_{0.44}Ti_{0.022})Al_{3.20}]_{4-6}(Si_{6.38}Al_{1.618})_8O_{20}(OH)_4$

(2) $(K_{1.782}Na_{0.0.176}Ca_{0.11})_2[Fe_{1.298}Mg_{0.286}Ti_{0.044})Al_{2.826}]_{4-6}(Si_{6.138}Al_{1.816})_8O_{20}(OH)_4$

(3) $(K_{1.474}Na_{0.154}Ca_{0.044})_{<2}[Fe_{1.012}Mg_{0.814}Ti_{0.022})Al_{2.857}]_{4-6}(Si_{6.182}Al_{1.817})_8O_{20}(OH)_4$

(4) $(K_{1.892}Na_{0.198}Ca_{0.022})_{<2}[Fe_{0.44}Mg_{0.264}Ti_{0.044})Al_{3.286}]_{4-6}(Si_{6.446}Al_{1.554})_8O_{20}(OH)_4$

从白云母的化学成分中可以看出，在白云母形成过程中可能有以下三个作用：

1) 多硅白云母-绿鳞石-契尔马克分子替代作用；

2) 钠云母-白云母替代作用；

3) 理想白云母从二八面体型向三八面体型的偏离。

根据 Guidotti (1984) 有关白云母晶格常数和晶胞体积与成分的关系公式：

$$V=934.92-0.23X-0.0069X^2$$

$$1/2C\sin\beta=10.00-0.00217X-0.0000259X^2$$

$$b_0=8.990+0.04\Sigma(Mg+Fe_r)$$

其中 V 为单位晶胞体积(10^{-3} nm^3)，X 为 Na/(Na+K)离子数百分比(%)，$1/2C\sin\beta$ 即 d_{002}(10^{-1} nm)值，Σ(Mg+Fe_r)为以 22 个氧原子为基础计算的 Mg 和 Fe 总数，可以计算白云母的晶胞参数，结果如下：

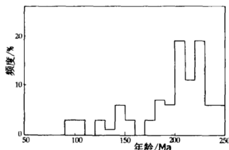


图 9—7　图 6 中 250 Ma 以来年龄数据分布频度直方图

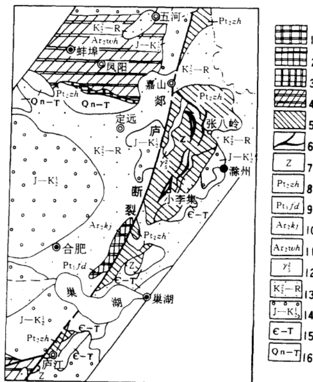


图 9—8　张八岭蓝片岩带(嘉山—庐江段)沿郯庐断裂带的展布特征
(据荆延仁等，1991)

变质相及相系：1—高压变质叠加于低绿片岩相；2—高压变质于高绿片岩相；3—高压变质于低角闪岩相；4—高压变质于中压低角闪岩相；5—高压蓝闪绿片岩相；6—蓝片岩，变质地层；7—震旦系；8—张八岭群；9—肥东群；10—阚集群；11—五河群，岩体及地层；12—燕山早期花岗岩；13—白垩系上统上部—老第三系；14—侏罗系—白垩系上统下部；15—寒武系—三叠系(扬子变质地区)；16—青白口系—三叠系(华北变质地区)

序　号	V/pm^3	$1/2C\sin\beta/(d_{002},10^{-1}\text{nm})$	$b_0/10^{-1}\text{nm}$
1	930.09	9.96	9.028
2	932.29	9.98	9.053
3	932.13	9.98	9.063
4	932.12	9.98	9.018

根据塞西(Sassi 等,1974)制作的低级变质作用压力标志 b_0 尺度表,以上序号 1 和序号 4 白云母大致属于典型的巴罗型变质作用范围,序号 2 白云母接近蓝闪石片岩相,序号 3 白云母已达到蓝闪石片岩相。如以 b_0 值 9.000 和 9.040 分别作为低压和中压以及中压和高压变质相系白云母的界线,则以上同一样品中的四个白云母,经历了中压变质而已达到高压变质相系。

2. 庐江三里岗动力变质带内的白云母

表 9—2 给出了张八岭蓝片岩带庐江三里岗白云母的电子探针分析数据。根据 Guidotti (1984)有关公式计算的晶胞参数如下:

序　号	样品号	V/pm^3	$1/2\sin\beta/10^{-1}\text{nm}$	$b_0/10^{-1}\text{nm}$
1	3309-12	934.47	9.996	9.056
2	3309-11	934.70	9.998	9.044
3	3309-11-4	934.69	9.998	9.047
4	3309-11-6	934.69	9.998	9.045

表 9—2　张八岭蓝片岩带庐江三里岗白云母电子探针分析数据①(w_B/%)

序　号	1	2	3	4
样品号	3309-12	3309-11	3309-11-4	3309-11-6
SiO_2	50.56	50.67	50.44	51.50
TiO_2	0.10	0.07	0.06	0.03
Al_2O_3	22.39	23.05	23.37	23.19
ΣFeO	5.93	5.09	5.51	4.71
MgO	4.94	3.79	4.02	4.30
CaO	0.10	0.09	0.07	0.03
Na_2O	0.17	0.08	0.09	0.08
K_2O	12.35	12.21	11.88	12.12
总　计	96.54	95.05	95.44	95.96
以 22 个氧为基础的阳离子数				
Si	6.70	6.84	6.78	6.88
Ti	0.02	0.01	0.01	0.00
Al	3.50	3.68	3.70	3.66
ΣFe	0.66	0.58	0.62	0.52

续表

序　号	1	2	3	4
样品号	3309-12	3309-11	3309-11-4	3309-11-6
Mg	0.98	0.76	0.80	0.86
Ca	0.02	0.02	0.02	0.00
Na	0.04	0.02	0.02	0.02
K	2.10	2.10	2.04	2.06
总　计	14.02	14.01	13.99	14.00

①郑巧荣测定。

该白云母是典型的多硅白云母，其 b_0 值处在高压变质相系白云母区，部分处在蓝闪片岩变质相。

王小凤等(1987)研究表明，宏观上庐江三里岗低温高压型动力变质带与郯庐断裂带南段罗埠-孔城断裂在展布上具有一致性。微观上，产于不同构造部位的多硅白云母结构状态存在明显差异，接近郯庐断裂带主断面的部位，$3T$ 型多硅白云母比例变大，$3T/(3T+2M)$ 比值趋于 1.0，b_0 值也加大，$2M$ 型几乎完全转变为 $3T$ 型。该变质带可能经历了两期变质作用，早期(震旦纪之前)形成了绿片岩相区域变质岩，晚期(中生代以来)有与罗埠-孔城断裂(属郯庐断裂带成分)活动相伴的低温高压动力变质带叠加。形成新华夏系北北东向构造带的构造应力场特点是：主压应力近水平，方位为北西西—南东东向，与北北东向构造相垂直，并在该方向上派生一组高角度的扭应力，导致顺层滑动。

3. 张八岭蓝片岩带中白云母 ^{40}Ar-^{39}Ar 定年

[方法介绍]

^{40}Ar-^{39}Ar 法是由 Sigurgeirsson(1962)首先提出，并于 70 年代得到了迅速发展的 K-Ar 法的一个重要分支。^{40}Ar-^{39}Ar 法又称快中子活化法，是通过用快中子照射矿物岩石样品，使其中的 ^{39}K 转化为 ^{39}Ar，然后利用质谱方法测量从样品萃取出的 ^{40}Ar 和 ^{39}Ar 来计算样品的年龄。其年龄计算公式为：

$$t=\frac{1}{\lambda}\ln\left(J\cdot\frac{^{40}Ar^{*}}{^{39}Ar}+1\right)$$

式中，J 为每次照射样品的照射参数，无量纲，可由每次照射的标准样($^{40}Ar^{*}/^{39}Ar$)$_s$ 标定：

$$J=\left(\frac{^{39}Ar}{^{40}Ar}\right)_s(e^{\lambda t_s}-1)$$

式中 s 代表标准样。另外，由于照射过程中可能使 Ca、K、Ar 和 Cl 转化为某些氩的同位素，并且其中 ^{37}Ar 半衰期仅 35.1 天，它的衰变损失不可忽略，所以在计算 $^{40}Ar^{*}/^{39}Ar$ 时不但要进行大气氩校正还要作 ^{37}Ar 衰变校正和干扰同位素校正。Brereton(1970)曾提出过一个校正公式。目前普遍采用 Dalrymple 和 Lanphere(1971)公式：

$$\frac{^{40}Ar^{*}}{^{39}Ar}=\frac{A-C_1B+C_1C_2D-C_3}{1-C_4D}$$

式中：$A=(^{40}Ar/^{39}Ar)_m$，$B=(^{36}Ar/^{39}Ar)_m$，$C_1=295.5$，$C_2=(^{36}Ar/^{37}Ar)_{Ca}$，$C_3=(^{40}Ar/^{39}Ar)_K$，$C_4=(^{39}Ar/^{37}Ar)_{Ca}$，$D=(^{37}Ar/^{39}Ar)_m \cdot e^{\lambda' t_\Delta} \cdot \lambda' t_i \cdot (1-e^{-\lambda' t_i})^{-1}$，下标 m 代表测量值，λ' 为 ^{37}Ar 衰变常数，

[实验技术]

样品用锡箔包装，与 Fish Canyon 透长石(FC-3)中子通量监测器一起密封在直径为 6 mm 的理想真空石英玻璃瓶中，在密执安大学 Ford 反应堆 H-5 工作窗口照射 70 小时。逐个熔化并分析监测器晶体等分试样的氩同位素组成。标样 FC-3 的假定年龄为 27.8 Ma，以此计算参数 J。经过辐射并真空熔融的 K_2SO_4，CaF_2，NaCl 的分析结果给出干扰中子活化校正因子为 $C_3=(^{40}Ar/^{39}Ar)_K=0.031$，$C_4=(^{39}Ar/^{37}Ar)_{Ca}=7.0\times10^{-4}$，$C_2=(^{36}Ar/^{37}Ar)_{Ca}=2.6\times10^{-4}$，$(^{38}Ar/^{39}Ar)_{Cl}=0.0119$。

使用 CO_2 激光加热样品，一般分三个阶段，最后一个阶段使样品熔化。$^{40}Ar/^{39}Ar$ 同位素测量采用电子倍增管模式下操作的 MAP215 自动质谱仪进行。采用普遍接受的衰变常数和同位素丰度计算年龄数值。每个样品的总年龄由各部分析出 ^{39}Ar 年龄加权平均计算而得，并标为“总气体年龄”，它与 K-Ar 年龄相等。同位素质谱测量和年龄计算由美国加州大学洛杉矶分校地球与空间科学系 Harrison 和尹安教授完成。

此外，为了对照国内外 ^{40}Ar-^{39}Ar 年龄测量值的可靠性，部分样品在中国科学院地质研究所完成快中子活化法定年，可资对比。地质研究所定年数据中给出了阶段加热温度，可由此估计样品的冷却历史。测定仪器为英国 RGA-10 气体源质谱计(VSS 公司)，λ 值采用 5.543E-10/a。

[样品描述]

张八岭蓝片岩带内低温高压变质白云母样品，分别取自安徽省庐江三里岗(93112-2)、嘉山林东(9340-8)和全椒黄栗树周岗村(93153-1)。

庐江三里岗白云母，分选自云母石英片岩(样品号 93112-2)。该岩石由细粒石英(65%～70%)、小鳞片状白云母(25%～30%)和少量残斑状长石(约 2%～3%)组成。含少量锆石、磁铁矿等，发育挤压型紧闭褶皱。白云母具定向排列。白云母为淡绿色，镜下多具较强的蓝绿色多色性，可能是由于含铁量较高而引起的。

嘉山林东白云母，分选自石英云母片岩(样品号 9340-8)。该岩石由白云母(80%)、石英(15%～20%)和少量磁铁矿组成。白云母呈细小鳞片变晶和稍大片晶两种。石英为细小粒状，呈条带状与白云母相间排列。岩石揉皱发育。

全椒黄栗树周岗白云母，分选自石英云母片岩(样品号 93153-1)

[实验结果]

庐江三里岗、嘉山林东、全椒黄栗树白云母 ^{40}Ar-^{39}Ar 定年数据分别在表 9－3、表 9—4 和表 9—5 中列出。庐江三里岗白云母中出现三个坪年龄：238.7 Ma±1.2 Ma，226.0 Ma±0.4 Ma，164.1 Ma±0.6 Ma，总气体年龄为 222.6 Ma±0.6 Ma。嘉山林东白云母中有代表性的坪年龄为 217.6 Ma±0.4 Ma，204.9 Ma±0.4 Ma，209.1 Ma±0.4 Ma，总气体年龄为 212.6 Ma±0.4 Ma。黄栗树周岗白云母中坪年龄数据比较集中，总气体年龄为 244.2 Ma±0.5 Ma(图 9—9)。

以上年龄数据，集中在 244～212 Ma 之间，与大别及苏鲁地区榴辉岩同位素年龄数据比较一致，说明张八岭蓝片岩带的形成与大别-苏鲁榴辉岩折返处于同一时代。

表 9—3 庐江三里岗白云母^{40}Ar-^{39}Ar定年数据(样品号 93112-2)

操作号	加热阶段	$^{40}Ar/^{39}Ar$	$^{37}Ar/^{39}Ar$	$^{36}Ar/^{39}Ar$	$^{39}Ar_K$/mol	K/Ca	Cl/K	$^{40}Ar^*$ / %	^{39}Ar / %	年龄 / Ma	误差 / ±Ma
2127-01A	0.2	1.91E+01	6.11E−04	5.73E−03	3.2E−15	8.4E+02	4.6E-04	91.6	11.55	164.1	0.6
2127-01B	0.3	2.49E+01	5.81E−04	1.12E−03	1.6E−14	8.8E+02	2.2E-04	98.6	70.14	226.0	0.4
2127-01C	1.6	2.65E+01	0.00E+00	1.50E−03	8.2E−15	#DIV/0	6.4E-05	98.2	100.00	238.7	1.2
总气体年龄					2.7E−14			$n=3$		222.6	0.6

(UCLA 测定,$J=0.005435\pm0.000002$)

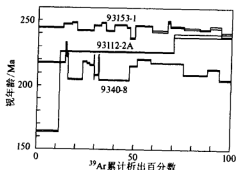


图 9—9 张八岭蓝片岩带白云母^{39}Ar析出谱线

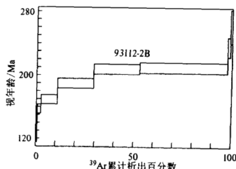


图 9—10 庐江三里岗白云母^{39}Ar析出谱线
(A)—UCLA 测定;(B)—中国科学院地质研究所测定

表 9—6 给出了中国科学院地质研究所 Ar-Ar 定年实验室测定的庐江三里岗白云母年龄数据,该样品与 UCLA 测试的 93112-2 为同一样品。中科院地质所给出的坪年龄(相当于平均年龄)为 209.0 Ma±6.6 Ma,与 UCLA 测定的 222.6 Ma±0.6 Ma 相差约 14Ma(见图 9-10)。根据表 9—6 数据,绘制了三里岗白云母加热温度-视年龄曲线(图 9—11)。如果假定加热温度-年龄曲线代表了白云母形成并受热改造过程的逆过程,则可以认为,在该白云母形成之后,受到了两次构造热事件的改造,一次为 208 Ma,另一次为 163 Ma。前者与张八岭蓝片岩带的形成年龄相当,后者则与大别—苏鲁地区 150 Ma 的整体抬升年龄相当,也为郯庐断裂带韧性剪切平移活动的年龄。

9.1.3 苏鲁地区糜棱岩带的定年

样品采自莒南县砚柱糜棱岩带中,该带具 NWW—SEE 拉伸线理。用于测年的白云母选自一糜棱岩中(样品号 93425-1),定向构造发育,斑晶为碱性长石,微斜长石较多,也有微斜条纹长石等,半自形粒状,颗粒较大,含量 50%左右。石英为它形粒状,波状消光发育,含量 20%。角闪石含量 10%,多数已蚀变成绿泥石和帘石类矿物。白云母自形片状,含量 15%左右,局部与蚀变的绿泥石连生。方解石含量 3%。可见石榴子石,自形粒状,含量 2%。

表 9—4　嘉山林东白云母 ^{40}Ar-^{39}Ar 定年数据(样品号 9340-8)

操作号	加热阶段	$^{40}Ar/^{39}Ar$	$^{37}Ar/^{39}Ar$	$^{36}Ar/^{39}Ar$	$^{39}Ar_K$/mol	K/Ca	Cl/K	$^{40}Ar^*$/%	^{39}Ar/%	年龄/Ma	误差/±Ma
2122-01A	0.3	2.79E+01	7.40E−04	1.50E−02	1.7E−14	6.9E+02	9.1E−05	84.0	14.15	217.6	0.4
2122-01B	0.4	2.93E+01	0.00E+00	1.42E−02	9.2E−16	#DIV/0	3.0E−04	85.5	14.90	231.5	1.8
2212-01C	1.6	3.28E+01	0.00E+00	2.93E−02	9.8E−16	#DIV/0	5.6E−04	73.5	15.69	223.2	1.4
2122-02A	0.2	2.30E+01	3.54E−04	3.35E−03	9.2E−15	1.4E+03	2.8E−04	95.6	23.15	204.9	0.4
2122-02B	0.3	2.36E+01	2.79E−04	3.92E−05	2.8E−15	1.8E+03	2.2E−04	99.8	25.40	218.5	0.5
2122-02C	1.6	2.35E+01	0.00E+00	3.80E−05	1.6E−15	#DIV/0	5.2E−04	99.8	26.69	217.3	0.5
2122-03A	0.3	2.33E+01	0.00E+00	8.62E−05	2.8E−15	#DIV/0	1.7E−04	99.8	28.96	216.1	0.5
2122-03B	0.3	2.41E+01	0.00E+00	6.31E−04	2.8E−16	#DIV/0	2.1E−04	99.1	29.19	221.2	2.4
2122-03C	1.6	2.23E+01	0.00E+00	−5.95E−04	1.5E−16	#DIV/0	−1.6E−03	100.6	29.30	208.8	4.2
2122-04A	0.3	2.25E+01	0.00E+00	3.22E−04	2.5E−15	#DIV/0	1.4E−04	99.4	31.37	208.4	0.5
2122-04B	0.3	2.32E+01	0.00E+00	−2.32E−03	2.1E−16	#DIV/0	−9.9E−04	102.8	31.54	220.8	3.0
2122-04C	1.6	2.31E+01	0.00E+00	−1.19E−03	1.6E−16	#DIV/0	−1.2E−03	101.4	31.67	217.6	4.0
2122-05A	0.3	2.22E+01	4.76E−04	8.37E−04	1.9E−14	1.1E+03	1.7E−04	98.7	47.32	204.5	0.4
2122-05B	0.3	2.33E+01	1.37E−03	3.72E−04	4.9E−15	3.7E+02	4.0E−04	99.4	51.28	215.4	0.4
2122-05C	1.6	2.39E+01	7.20E−04	2.31E−04	8.6E−15	7.1E+02	2.5E−04	99.6	58.26	220.5	0.4
2122-06	1.6	2.37E+01	5.83E−04	8.38E−04	2.1E−14	8.8E+02	1.7E−04	98.8	75.01	217.7	0.3
2122-07	1.6	2.26E+01	5.99E−04	3.68E−04	1.6E−14	8.5E+02	2.5E−04	99.4	87.74	209.1	0.4
2122-08	1.6	2.32E+01	7.59E−04	6.07E−04	7.6E−15	6.7E+02	1.1E−04	99.1	93.92	213.3	0.4
2122-09	1.6	2.23E+01	2.17E−03	1.02E−03	7.5E−15	2.4E+02	2.3E−04	98.5	100.00	204.9	0.5
总气体年龄					1.2E−13			$n=19$		212.6	0.4

(UCLA 测定, $J=0.005465\pm0.000002$)

表 9—5 黄粟树周岗白云母 ^{40}Ar-^{39}Ar 定年数据(样品号 93153-1)

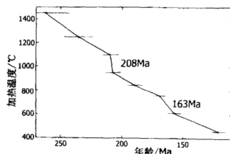
操作号	加热阶段	$^{40}Ar/^{39}Ar$	$^{37}Ar/^{39}Ar$	$^{36}Ar/^{39}Ar$	$^{39}Ar_K$/mol	K/Ca	Cl/K	$^{40}Ar^*$/%	^{39}Ar/%	年龄/Ma	误差/±Ma
2123-01A	0.3	2.69E+01	4.30E−03	1.11E−03	2.9E−14	1.2E+02	1.6E−04	98.7	12.95	244.3	0.4
2123-01B	0.3	2.69E+01	1.31E−02	−8.94E−05	1.0E−14	3.9E+01	9.8E−05	100.0	17.47	247.0	0.5
2123-01C	1.6	2.70E+01	8.08E−02	−7.04E−05	5.8E−15	6.3E+00	1.9E−04	100.0	20.07	248.3	0.4
2123-02A	0.3	2.88E+01	1.37E−02	7.80E−04	1.9E−14	3.7E+01	1.7E−04	99.0	28.66	242.3	0.4
2123-02B	0.3	2.69E+01	1.69E−02	4.63E−04	8.8E−15	3.0E+01	1.9E−04	99.4	32.58	246.1	0.4
2123-02C	1.6	2.68E+01	9.13E−02	−8.39E−04	5.3E−15	5.6E+00	2.6E−04	100.6	34.94	248.0	0.4
2123-03A	0.3	2.66E+01	1.06E−03	8.83E−04	1.0E−14	4.7E+02	1.6E−04	96.9	39.28	242.1	0.4
2123-03B	0.3	2.69E+01	9.80E−04	2.34E−04	1.4E−14	5.2E+02	2.1E−04	99.6	45.64	246.5	0.4
2123-03C	1.6	2.67E+01	4.16E−03	3.20E−04	4.1E−15	1.2E+02	2.8E−04	99.5	47.44	244.7	0.5
2123-04A	0.3	2.61E+01	5.16E−03	1.46E−03	5.8E−15	9.9E+01	2.9E−04	98.2	50.04	236.6	0.5
2123-04B	0.3	2.72E+01	2.72E−03	1.37E−03	9.8E−15	1.9E+02	1.8E−04	98.4	54.42	246.1	0.4
2123-04C	1.6	2.71E+01	2.43E−02	9.64E−04	9.7E−15	2.1E+01	2.2E−04	98.6	58.75	246.0	0.4
2123-05A	0.3	2.94E+01	5.20E−03	1.04E−02	1.8E−14	9.8E+01	1.8E−04	89.5	66.79	241.8	0.6
2123-05B	0.3	3.01E+01	1.23E−02	1.01E−02	1.5E−15	4.1E+01	7.3E−05	90.0	67.47	249.1	1.0
2123-05C	1.6	2.95E+01	1.34E−01	7.97E−03	1.6E−15	3.8E+00	5.6E−04	92.0	68.18	249.4	0.9
2123-06	1.6	3.32E+01	1.71E−02	2.20E−02	1.6E−14	3.0E+01	1.5E−04	80.4	75.25	245.4	0.5
2123-07	1.6	2.72E+01	4.95E−03	2.21E−03	1.8E−14	1.0E+02	1.7E−04	97.5	83.44	244.1	0.6
2123-08	1.6	2.66E+01	2.89E−03	3.20E−04	1.2E−14	1.8E+02	1.4E−04	99.5	88.71	243.3	0.4
2123-09	1.6	2.70E+01	1.17E−02	9.01E−04	1.3E−14	4.4E+01	2.3E−04	96.9	94.45	245.2	0.8
2123-10	1.6	2.64E+01	5.79E−03	1.04E−03	1.2E−14	8.8E+01	2.3E−04	98.7	100.00	239.8	1.4
总气体年龄					2.2E−13			$n=20$		244.2	0.5

(UCLA 测定，$J=0.00546\pm0.000002$)

表 9—6 庐江三里岗白云母 ^{40}Ar-^{39}Ar 定年数据(样品号 93112-2)①

加热阶段	加热温度/℃	$(^{40}Ar/^{39}Ar)_m$	$(^{36}Ar/^{39}Ar)_m$	$(^{37}Ar/^{39}Ar)_m$	$(^{38}Ar/^{39}Ar)_m$	$^{39}Ar_K$/p mol	$(^{40}Ar^{*}/^{39}Ar_K)\pm 1\sigma$	$^{39}Ar_K$/%	视年龄$\pm 1\sigma$/Ma
1	460	6.574	0.006920	0.03388	0.01845	0.6069	4.534±0.207	0.69	120.5±5.5
2	610	7.125	0.003846	0.01412	0.01432	1.456	5.987±0.225	1.64	157.4±5.8
3	760	6.741	0.0009363	0.004125	0.003071	7.476	6.459±0.213	8.43	169.3±5.6
4	850	7.453	0.0005128	0.003766	0.01196	16.38	7.278±0.235	18.47	189.6±6.1
5	950	8.221	0.0007382	0.006407	0.01221	20.86	7.998±0.259	23.53	207.4±6.7
6	1100	8.157	0.0001754	0.002061	0.01210	39.90	8.099±0.257	45.00	209.8±6.6
7	1250	15.93	0.02298	0.1013	0.01724	1.218	9.171±0.503	1.37	235.8±12.3
8	1450	26.81	0.05615	0.05321	0.02355	0.7728	10.29±0.847	0.87	262.7±20.2
总气体年龄							$n=8$		201.4±6.6
坪年龄						$t_p=209.0\pm 6.6$ Ma(第 5～6 阶段)			

①测试单位:中国科学院地质研究所 Ar-Ar 定年实验室,$J=0.1523$,实验编号:R94150。



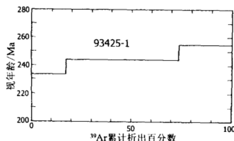


图 9—11　三里岗白云母加热温度-视年龄曲线　　图 9—12　莒南砚柱白云母^{39}Ar 析出谱线

该糜棱岩处在苏鲁超高压变质带内榴辉岩的围岩 NWW—SEE 向韧性剪切带内,原岩可能为石榴片麻岩。

表 9—7 列出了该糜棱岩中白云母^{40}Ar-^{39}Ar 定年数据(样品号 93425-1),图 9—12 为其^{39}Ar 析出谱线。该白云母出现三个坪年龄:238.5 Ma±0.6 Ma,243.9 Ma±0.5 Ma,255.1 Ma±0.8 Ma,总气体年龄为 246.1 Ma±0.6 Ma。该年龄与苏鲁地区榴辉岩同位素年龄较为一致。

表 9—7　莒南砚柱白云母^{40}Ar-^{39}Ar 定年数据(样品号 93425-1)

操作号	加热阶段	^{40}Ar/^{39}Ar	^{37}Ar/^{39}Ar	^{36}Ar/^{39}Ar	^{39}Ar$_K$/mol	K/Ca	Cl/K	^{40}Ar*/%	^{39}Ar/%	年龄/Ma	误差/±Ma
2126-01A	0.2	2.73E+01	4.60E−04	4.34E−03	6.2E−15	1.1E+03	1.1E−03	95.2	17.12	238.5	±0.6
2126-01B	0.3	2.70E+01	2.20E−03	1.12E−03	2.0E−14	2.3E+02	8.0E−04	98.7	72.32	243.9	±0.5
2126-01C	1.6	2.82E+01	3.37E−03	8.43E−04	1.0E−14	1.5E+02	9.4E−04	99.0	100.00	255.1	±0.8
总气体年龄					3.6E−14			n=3		246.1	0.6

(UCLA 测定,J=0.00544±0.000002)

砚柱白云母中 246.1 Ma±0.6 Ma 年龄值,说明了苏鲁地区榴辉岩的折返时同时形成了该糜棱岩带。它与张八岭蓝片岩带低温高压变质的年代相同,是同一时代、同一力学机制下形成的。

9.1.4　秦岭-大别-张八岭-苏鲁弧形构造带

以上分析说明,秦岭-大别-张八岭-苏鲁弧形构造带,作为一个统一的整体,形成于 240～210 Ma 之间。根据白云母 K-Ar 封闭温度和正常地热梯度估算,此时该带处在 12 km 的深度。此时,根据聂上游和尹安的推测,该弧形构造带北部可能为一广阔的高原,与青藏高原相当或更大。

根据该带构造形迹分析和上述资料，我们绘制了图 9—13。该图反映了该带内各段构造应力的作用方式。在华南与扬子地块南北方向挤压的统一力场下，形成了 QDB-ZB-SLB 弧形构造带。在秦岭-大别山和苏鲁带，以挤压为主，形成了蓝片岩带并使榴辉岩折返。在张八岭带，表现了走滑为主的挤压作用，只能形成蓝片岩带，榴辉岩没有折返上来。因此，在 240～210 Ma（T_2—T_3）期间，秦岭-大别-张八岭-苏鲁弧形构造带形成，为郯庐断裂带左行平移启动期的雏形。

中晚三叠世下扬子沿江盆地的研究，支持张八岭蓝片岩带是在走滑挤压条件下形成的观点。李培军和夏邦栋(1995)走滑挤压的沉积学证据和构造特征，说明中晚三叠世沿江盆地的形成既受走滑作用控制，又受挤压作用影响。图 9—13 给出的力学机制，正可以解释这一现象。

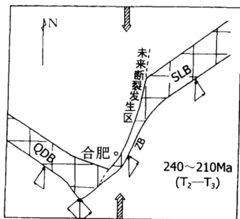


图 9—13　秦岭-大别-张八岭-苏鲁弧形构造带形成的统一力学机制：南北方向的挤压
QDB—秦岭大别带；ZB—张八岭带；SLB—苏鲁带

9.2　西部陆内俯冲和东部推覆滑脱——郯庐断裂作用的剪刀差成因

我们在这里强调南北向挤压的统一力场，在 210 Ma 以后，反映在秦岭-大别造山带和苏鲁造山带上的不同。在秦岭大别地区，华北与扬子地块拼合时扬子地块的陆内俯冲，仍在继续作用，表现为至今仍保存了当时陆内俯冲作用的构造形式。苏鲁地区则不同，在形成蓝片岩的陆内俯冲作用之后，可能发生了持续的由南向北的推覆作用，其结果是扬子地块的部分基底超覆于苏鲁造山带之上。由此形成的褶皱形式，在江汉平原和下扬子地区均表现得非常明显。扬子地块与秦岭-大别-苏鲁造山带之间作用方式，在西部为前者向北的俯冲，在东部为前者向北的仰冲，两者的不同，造成一种剪刀差效应，可能是未来郯庐断裂的脆性剪切破裂发生的主要原因。东部扬子地块的仰冲，可能与太平洋西部边界的作用有关。

9.2.1　扬子地块的陆内俯冲作用(秦岭—大别地区)

扬子地块北缘的前陆褶皱带，处在大别造山带的南边，由褶皱并轻微变质的扬子陆块元古宇—三叠系地层组成。该带向西在秦岭山脉变宽，并以上部岩层的直立褶皱和下部岩层(新元古代到志留记)中向南倒转的平卧同斜褶皱为特征，它可能与新元古代酸性火山岩中滑脱面有关，区域变质程度向下增强，以新元古代酸性火山岩中高压绿片岩相和局部的蓝色钠质角闪石(蓝片岩带)为特征。这些现象说明了在秦岭-大别造山带的南缘可能存在过一个陆内俯冲带。

周高志等(1991)给出鄂北蓝片岩带内应山余店蓝闪绢云片岩蓝闪石类矿物(产在上震旦统陡山沱组)K-Ar 年龄为 49.83 Ma±5.77 Ma 和 253.59 Ma±10.78 Ma,多硅白云母 K-Ar 年龄为 238.56 Ma±2.77 Ma 和 248.04 Ma±2.5 Ma,张树业等(1989)给出湖北随县群、红安群中多硅白云母^{40}Ar-^{39}Ar 年龄为 220～230 Ma。许志琴等(1986)、Mattauer 等(1985)在东秦岭造山带印支褶皱-滑脱带内早震旦纪变火山岩中获得多硅白云母和钠质闪石(商南赵川)^{40}Ar-^{39}Ar 法坪年龄分别为 232 Ma±5 Ma 和 216 Ma±7 Ma,并认为印支褶皱带有可能是由于陆内俯冲作用,由扬子克拉通基底上滑脱的沉积岩片所构成的"加积楔"。牛宝贵等(1993)研究了鄂北蓝片岩的$^{40}Ar/^{39}Ar$ 定年,给出了几个年龄值:张桥附近(应山)余店蓝片岩(蓝闪绢云绿泥片岩)中镁钠闪石的坪年龄为 177.94 Ma±4.48 Ma,全熔融试验年龄为 189.51 Ma±6.2 Ma。玉皇阁附近木兰山蓝闪绿帘白云钠长石英片岩中青铝闪石坪年龄为 185.14 Ma±0.7 Ma,等时线年龄 185.87 Ma±2.7 Ma,并认为是印支期多层次深层的大陆壳叠覆造山。

根据蓝片岩带内多硅白云母和钠质角闪石的年龄,可以推测该带形成于 240～210Ma,并在 180Ma 左右有一期叠加的陆内俯冲作用。这期间可能是连续的,并在以后的年龄里保留了陆内俯冲的形式,虽然现在该带已表现为正断层作用方式。

该带内一蓝闪石样品(湖北木兰山,WG 闪蓝闪石),其^{40}Ar-^{39}Ar 定年数据给出了类似的阶段性。表 9—8 给出了蓝闪石^{40}Ar-^{40}Ar 定年数据,图 9—14 为其^{39}Ar 析出谱线。该数据给出了六个年龄阶段,其中 1677.5 Ma±40.8 Ma 给出的是原变质岩形成时年龄,1168.9 Ma ± 24.2 Ma(中元古代晚期)为最老的一次热事件改造年龄。404.6 Ma±13.9 Ma 和 351.7 Ma±7.6 Ma 反映了海西期构造热事件的作用效应。174.0 Ma±4.4 Ma 可能真正代表了钠质角闪石的形成时代,反映了陆内俯冲作用在 240～210 Ma 之后,可能持续到 174 Ma。样品的 K-Ar 年龄相当于 973.6 Ma±22.0 Ma。

9.2.2 苏鲁地区整体抬升和仰冲推覆作用

苏鲁地区整体抬升和仰冲推覆作用是南北向挤压的统一力场和苏鲁地区地幔上隆作用综合作用的结果。240～210 Ma(T_2—T_3)苏鲁造山带形成之后,经历了长期的持续抬升过程。图 9—6 中苏鲁带内的数据说明,180 Ma 或 150 Ma 左右,苏鲁带均在抬升,表现为燕山期花岗岩浆带的活动。

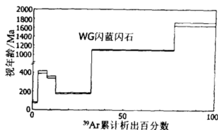


图 9—14 蓝片岩带中蓝闪石^{39}Ar 析出谱线
(样品号 WG 闪)

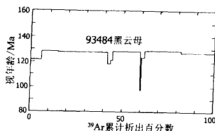


图 9—15 诸城柳树店黑云母^{39}Ar 析出谱线

表 9—8 湖北木兰山蓝片岩中蓝闪石 ^{40}Ar-^{39}Ar 定年数据(样品号 WG 闪)[①]

加热阶段	加热温度/℃	$(^{40}Ar/^{39}Ar)_m$	$(^{36}Ar/^{39}Ar)_m$	$(^{37}Ar/^{39}Ar)_m$	$(^{38}Ar/^{39}Ar)_m$	$^{39}Ar_K$/pmol	$(^{40}Ar^*/^{39}Ar_K)\pm1\sigma$	$^{39}Ar_K$/%	视年龄±1σ/Ma
1	400	12.024	0.0357	13.663	0.357	0.118	2.60±0.12	2.8	79.9±3.8
2	700	42.621	0.0966	2.389	0.166	0.203	14.43±0.43	4.75	404.6±13.9
3	900	21.242	0.0311	2.892	0.00621	0.226	12.35±0.21	5.29	351.7±7.6
4	1100	12.951	0.0262	7.082	0.192	0.855	5.81±0.13	20.0	174.0±4.4
5	1300	58.394	0.0256	12.645	0.0307	1.921	52.31±0.58	44.9	1168.9±24.2
6	1500	98.382	0.0353	0.239	0.0368	0.953	88.03±0.98	22.29	1677.5±40.8
总气体年龄		$n=6$							973.6±22.0

①测试单位：中国科学院地质研究所 Ar-Ar 定年实验室，$J=0.017427$，实验编号：R9364。

表 9—9 诸城柳树店二长花岗岩中黑云母 ^{40}Ar-^{39}Ar 定年数据(样品号 93484)

操作号	加热阶段	$^{40}Ar/^{39}Ar$	$^{37}Ar/^{39}Ar$	$^{36}Ar/^{39}Ar$	$^{39}Ar_K$/mol	K/Ca	Cl/K	$^{40}Ar^*$/%	^{39}Ar/%	年龄/Ma	误差(±Ma)
2124-01A	0.3	1.57E+01	1.66E−02	9.52E−03	5.0E−15	3.1E+01	3.4E−02	81.8	5.07	121.8	1.0
2124-01B	0.6	1.37E+01	4.21E−03	4.31E−04	9.4E−15	1.2E+02	3.3E−02	98.8	14.60	128.2	0.8
2124-01C	1.6	1.36E+01	1.12E−02	2.22E−04	2.7E−14	4.6E+01	3.2E−02	99.3	41.57	127.9	0.5
2124-02A	0.3	1.55E+01	6.11E−02	1.03E−02	1.8E−15	8.3E+00	2.8E−02	80.2	43.43	118.4	1.0
2124-02B	0.3	1.40E+01	1.68E−02	3.94E−03	7.1E−16	3.0E+01	2.6E−02	91.4	44.15	121.4	1.8
2124-02C	1.6	1.38E+01	1.78E−02	7.83E−04	1.5E−14	2.9E+01	2.2E−02	96.1	59.31	128.2	0.6
2124-03A	0.3	1.43E+01	1.04E−01	1.38E−02	3.6E−16	4.9E+00	2.5E−02	71.3	59.68	97.7	3.7
2124-03B	0.3	1.41E+01	1.50E−02	3.59E−03	2.0E−15	3.4E+01	2.8E−02	92.3	61.76	123.5	0.9
2124-03C	1.6	1.37E+01	2.12E−02	2.20E−04	2.0E−14	2.4E+01	3.0E−02	99.3	81.82	128.6	0.5
2124-04	1.6	1.37E+01	2.29E−02	7.94E−04	1.8E−14	2.2E+01	3.6E−02	98.1	100.00	127.3	0.3
总气体年龄					9.9E−14			$n=10$		127.3	0.6

(UCLA 测定，$J=0.00545\pm0.000002$)

用于^{40}Ar-^{39}Ar定年研究的二长花岗岩(样品号 93484)取自山东诸城柳树店。二长花岗岩由黑云母、钾长石、斜长石和石英组成。岩石中含有黑云母角闪岩质包体。

二长花岗岩中黑云母给出 127.3 Ma±0.6 Ma 总气体年龄(表 9—9,图 9—15)其阶段升温各年龄值比较集中,说明该样品经历了一次冷却过程,黑云母 K-Ar 同位素体系封闭后没有受到热事件的改造。

9.3 郯庐断裂作用的定年

如果把 240～210 Ma 之间形成的秦岭-大别-张八岭-苏鲁造山带比喻为一支弓的话,郯庐断裂带就是其上的一簇箭。下面将通过同构造期花岗岩^{40}Ar-^{39}Ar定年,断层泥 K-Ar 定年和断层动力薄膜 ESR 定年,来确定郯庐断裂作用的时间和强度。

9.3.1 同构造花岗岩^{40}Ar-^{39}Ar定年

肥东桥头集乌龟山片麻状花岗岩,处在郯庐断裂带内,片麻理与断裂方向一致。

用于定年的样品为一正长-碱性花岗岩(样品号 9326-13,采样点位置及地质略图见第二章),由钾长石(>40%)、石英(40%)和少量斜长石、磁铁矿组成,具片麻状构造。其中石英为不规则粒状,有拉长变形,定向排列,波状消光。

该花岗岩钾长石$^{40}Ar/^{39}Ar$定年数据在表 9—10 和图 9—16 中给出。各加热阶段视年龄比较集中,计算得到第 2～第 7 阶段坪年龄为 102.9 Ma±3.5 Ma,总气体年龄(相当于样品的 K-Ar 年龄)为 104.8 Ma±3.7 Ma,两者相差不大,在误差范围之内。

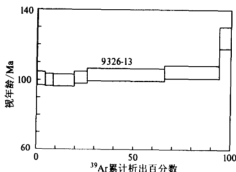


图 9—16 桥头集花岗岩钾长石^{39}Ar析出谱线

同构造花岗岩是随断裂带活动而产生的,并受断裂作用的影响,产生韧性变形。桥头集乌龟山花岗岩体具有这样的特点,因此,该岩体钾长石的^{40}Ar-^{39}Ar年龄,反映了郯庐断裂作用的时间。钾长石 K-Ar 封闭温度为 220℃左右,按正常地热增温率计算的深度为 7 km 左右,而花岗岩侵入时造成的热区,说明花岗岩中钾长石是在浅层达到 K-Ar 封闭温度的。这表明,郯庐断裂作用就位的时间为 102.9 Ma±3.5 Ma,而 124.2 Ma±6.2 Ma(第 8 阶段)有可能反映花岗岩开始侵入的年龄,因此也是郯庐断裂作用拉张期活动的时间。

9.3.2 断层泥 K-Ar 定年

K-Ar 法的基本原理是根据放射性元素的衰变规律和岩石矿物中^{40}K衰变成^{40}Ar的量来计算岩石矿物的年龄。基本公式为:

$$t=\frac{1}{\lambda}\ln\left(\frac{\lambda}{\lambda_e}\cdot\frac{^{40}Ar^*}{^{40}K}+1\right)$$

式中,λ为^{40}K的总衰变常数,$\lambda=\lambda_\beta+\lambda_e$;$\lambda_\beta$为$^{40}K\rightarrow{}^{40}Ca$的衰变常数;$\lambda_e$为$^{40}K\rightarrow{}^{40}Ar$的衰变常数;$t$是由$^{40}K$衰变成$^{40}Ar$的积累时间,积累的$^{40}Ar$用$^{40}Ar^*$表示。采用 Garner(1976)提出的

表 9—10 肥东桥头集花岗岩钾长石 ^{40}Ar-^{39}Ar 定年数据(样品号 9326-13)

加热阶段	加热温度/℃	$(^{40}Ar/^{39}Ar)_m$	$(^{36}Ar/^{39}Ar)_m$	$(^{37}Ar/^{39}Ar)_m$	$(^{38}Ar/^{39}Ar)_m$	$^{39}Ar_K$/p mol	$(^{40}Ar^*/^{39}Ar_K)\pm1\sigma$	$^{39}Ar_k$/%	视年龄±1σ/Ma
1	460	31.91	0.05580	0.03416	0.02678	0.3136	15.50±1.01	0.31	382.4±22.7
2	610	4.523	0.002521	0.008573	0.01204	4.998	3.776±0.143	4.91	100.9±3.8
3	750	4.049	0.001004	0.01280	0.01272	4.183	3.748±0.128	4.12	100.2±3.4
4	850	3.968	0.0007595	0.01162	0.01243	11.06	3.739±0.125	10.88	99.91±3.4
5	950	3.992	0.0006172	0.009447	0.01235	6.804	3.804±0.127	6.69	101.6±3.4
6	1100	4.110	0.0008296	0.008458	0.01234	40.53	3.860±0.129	39.88	103.1±3.5
7	1250	4.156	0.0007579	0.004490	0.01159	28.63	3.926±0.131	28.17	104.7±3.6
8	1500	7.500	0.009562	0.008363	0.01352	5.124	4.681±0.237	5.04	124.2±6.2
总气体年龄							$n=8$		104.8±3.7
坪 年 龄					t_p=102.9 Ma±3.5 Ma(第 2~7 阶段)				

测试单位:中国科学院地质研究所 Ar-Ar 定年实验室,J=0.01523,实验编号:R94154。

常数：

$$\lambda_e=0.581\times10^{-10}/a,\lambda_\beta=4.926\times10^{-10}/a,\lambda=5.543\times10^{-10}/a$$

年龄计算公式可化为：

$$t=1.804\times10^9\ln(9.54\cdot{}^{40}Ar^*/{}^{40}K+1)a$$

可以通过测定岩石矿物中$^{40}Ar^*$和^{40}K的含量或者比值，计算其年龄。

Lyons(1971)在研究美国新罕布什尔西部断层活动年龄时指出，$1M_d$ 多型晶白云母(即 $1M_d$ 伊利石)是断层活动时形成的自生矿物。断层泥只能产生在地壳相对较浅的部位，不可能达到高温或维持很长时间。因此，断层泥 K-Ar 年龄可以作为断裂作用的年龄。

由于断裂作用的围岩成分和性质的不同，断层泥中可以有多种自生矿物。除了伊利石(水白云母)外，常见的可能是蠕绿泥石。沂水汤头灰色断层泥中(样品号 91016-4)，除了含有水白云母类之外，还会有较多的蠕绿泥石。安徽陈洼北北西断层中断层泥(样品号 9396-1)，主要为蠕绿泥石组成，含有很少量水白云母。表 9—11、图 9—17 和表 9—12、图 9—18 分别给出沂水汤头和安徽陈洼断层泥经悬浮液分选得到的<1 μm 粒级粘土的 X 射线衍射数据和图谱。样品中粘土用沉积法做成薄片，由中国地质科学院矿床地质研究所张汉卿完成衍射谱采集和分析。

制样：悬浮液提纯，沉淀在载玻片上。

表 9—11　沂水汤头断层泥提纯物 X 射线衍射数据(91016-4)

峰　号	2θ (°)	峰尖宽 (°)	峰 计数	背底/计数	D 间距 nm	I/I_{max} nm
1	6.9825	0.20	216	66	1.26494	17.05
2	9.3750	0.20	237	119	0.94260	18.71
3	13.2975	0.22	824	14	0.66530	64.99
4	18.7600	0.28	286	32	0.47263	22.54
5	19.6325	0.12	428	30	0.45182	33.81
6	21.6700	0.20	36	23	0.40977	2.84
7	25.9275	0.26	1267	28	0.34337	100.00
8	27.4775	0.16	702	59	0.32434	55.41
9	27.9725	0.64	740	69	0.31872	58.38
10	32.3725	0.12	266	74	0.27633	20.96
11	36.4775	0.48	50	59	0.24612	3.98
12	43.2250	0.16	45	42	0.20913	3.54
13	45.4375	0.32	231	66	0.19945	18.23
14	46.3575	0.88	475	71	0.19571	37.50
15	48.8025	0.24	10	96	0.18646	0.81
16	56.0150	0.96	17	61	0.16404	1.33
17	59.4175	0.80	25	66	0.15543	1.97
18	60.6350	0.24	34	64	0.15260	2.65
19	66.5700	0.56	132	98	0.14036	10.44

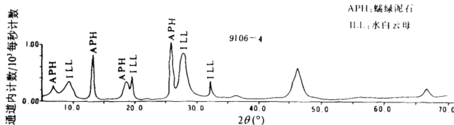


图 9—17　汤头断层泥提纯物 X—ray 衍射谱（91016—4）

图 9—17　汤头断层泥提纯物 X 射线衍射谱(91016-4)

表 9—12　陈洼断层提纯物 X 射线衍射数据(9396-1)

峰　号	$\frac{2\theta}{(°)}$	$\frac{峰尖宽}{(°)}$	$\frac{峰}{计数}$	背底/计数	$\frac{D间距}{nm}$	$\frac{I/I_{max}}{\%}$
1	6.3025	1.12	110	282	0.140126	8.90
2	9.1700	0.64	10	259	0.96362	0.83
3	12.7200	0.10	1183	69	0.69537	95.51
4	12.8975	0.10	1102	69	0.68584	88.96
5	18.0750	0.40	100	40	0.49038	8.07
6	21.7450	0.96	49	59	0.40838	3.95
7	25.2950	0.48	1239	88	0.35181	100.00
8	25.6225	0.20	992	88	0.34739	80.08
9	27.1200	0.56	188	130	0.32854	15.15
10	35.3650	0.64	19	110	0.25360	1.56
11	38.1900	0.64	169	106	0.23547	13.64
12	45.8325	0.96	52	100	0.19782	4.18
13	51.5975	0.16	121	98	0.17699	9.77
14	55.5825	0.64	37	102	0.16521	3.00
15	60.5075	0.96	28	104	0.15289	2.27
16	65.6975	0.40	52	117	0.14201	4.18

实验条件:X 射线发生器设置为 45 kV,40 mA,铜靶,a_1、a_2 波长分别为 0.154060 nm 和 0.154439 nm,步进速度为 0.020/s,使用单色器,发散狭缝为自动设置,样品长度 12.5 mm。2θ 范围 5°～70°,结晶峰宽取 0°～2°。

断层泥 K-Ar 年龄,系采用悬浮提纯物(<1 μm 粒级)进行,分析结果如表 9—13 所列。表中年龄,除江苏东海样品中 K 含量较低,年龄值偏大,其余样品年龄均较可靠,反映了郯庐断裂作用(102.9 Ma±3.5 Ma,桥头集片麻状花岗岩钾长石^{40}Ar-^{39}Ar 年龄)发生以后,郯庐断裂主带上断裂作用的年龄。以上数据都投在图 9—6 年龄分布图上,此外该图还包括了陈文寄等(1988、1989)断层泥年龄数据。可以看出,郯庐断裂主带上断层活动年龄,分散在 110～55 Ma 等之间。

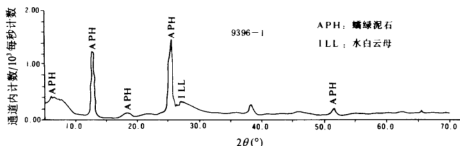


图 9—18　陈洼断层泥提纯物 X 射线衍射谱(9396-1)

表 9—13　郯庐断裂主带及旁侧断层断层泥 K-Ar 定年数据①

样品编号	实验号	样品名称	原　岩	产　地	K/%	$^{40}Ar_{放}\times10^{-10}$ mol·g^{-1}	$^{40}Ar_{放}$ %	视年龄(±1σ) Ma
93016-4	94107	灰色断层泥		沂水汤头	4.64	6.488	86.06	78.88±1.22
9326-5	94108	灰白色断层泥	混合花岗岩	肥东桥头集	3.79	6.547	93.56	96.96±1.01
9396-1	94109	浅黄色断层泥	含泥质硅质岩	陈　洼	1.49	2.351	73.96	88.76±2.12
93403-4	94110	淡灰绿色断层泥	浅粒岩	东　海	0.82	2.129	76.11	143.8±4.1
93464-2	94111	淡绿白色断层泥	泥灰岩	山东鞠家沟	5.79	6.764	82.99	66.14±1.20
93565-4	94112	绿色断层泥	凝灰岩	山东上窑	4.21	4.077	69.44	55.00±1.11

①国家地震局地质研究所 K-Ar 年龄实验室测定。

9.3.3　断裂活动的 ESR 定年

1. 基本原理

电子自旋共振法(简称 ESR 法),是由德国科学家 Zeller(1967)提出的一种根据样品所吸收的自然辐照剂量来推导样品形成年代的测年方法。由于样品中顺磁中心的浓度是随着辐照剂量的增加而增长的,如果样品形成时含有的顺磁中心数目为零,而且采集样品地点的自然辐照剂量率相对不变,那么样品中顺磁中心的数目将正比于样品的年龄。根据样品及环境中放射性元素的含量及它们衰变时释放的能量,可以计算出年剂量率(D)。根据 ESR 讯号强度相对于人工辐照剂量的变化曲线,可以推导出样品形成后所接受的总辐照剂量,即等效剂量(AD)。由此可根据下式计算样品的年龄:

$$A(\mathrm{a})=\frac{AD(\mathrm{Gy})}{D(\mathrm{Gy/a})}$$

2. 样品描述

安徽嘉山石门石英动力薄膜(样品号 93102-3),主要由隐晶—微晶的石英(70%)组成,具塑性流动特征,碎斑由碱性长石和石英组成(30%),发育碎裂流动现象,可见长石的核幔结构。该样品处于郯庐断裂主带上(图 9—6)。原岩为云母石英片岩。

山东莒县张家沟石英动力薄膜(样品号 93421-4),主要由中粒石英组成,具镶嵌等粒结构。石英中经常含有包裹体。部分石英可见变形纹。局部可见反应结构,由围绕白云母片晶的微晶绢云母和隐晶质石英构成反应边。该样品处于郯庐断裂沂沭段东部边界断裂上(图 9—6)。原岩为白云母片岩。

3. 实验方法和结果

石英动力薄膜样品,清洗后,经粉碎筛选出粒径为 0.105～0.220 mm 组分,用 6 N 盐酸浸泡 1d,然后再用 20%氢氧化钠溶液浸泡 1d,再用 2%氢氟酸浸泡 2h。将处理后的样品称出重量分别为 200～300 mg 各 8 份,装入样品管中,接受人工辐照。辐照后样品放置 5～6 d 后再 ESR 讯号测量。

测试结果如表 9—14、表 9—15 所列。图 9—19、图 9—20 分别给出了嘉山石门和莒县张家沟样品的 ESR 波谱。根据作图法(图 9—21 和图 9—22 经计算机拟合)求出的等效剂量列于表 9—14(*AD* 值)中。根据样品中 U、Th 和 K_2O 含量计算的年剂量率 *D* 值列出表 9—15 中。

表 9—14 试验石英动力薄膜样品辐照剂量与 ESR 讯号强度的关系

93102-3(安徽嘉山石门)		93421-4(莒县张家沟)	
辐照剂量/Gy	ESR 讯号强度/aμ	辐照剂量/Gy	ESR 讯号强度/aμ
0.0	3.80	0.0	3.10
100.0	4.20		
200.0	4.50	200.0	4.40
300.0	4.60	300.0	4.20
600.0	5.10	600.0	4.60
900.0	5.70	900.0	5.10
1200.0	5.90	1200.0	5.70
1700.0	6.80	1700.0	6.40
AD:1286 Gy		*AD*:890 Gy	

(测试者:国家地震局地质研究所 ESR 课题组)

表 9—15 试验石英动力薄膜样品年剂量率测定

样 品 号	$U/10^{-6}$	$Th/10^{-6}$	K_2O/%	$D/(Gy \cdot a^{-1})$
93102-3	1.40	1.10	0.15	0.00136
93421-4	0.20	1.20	0.40	0.000946

(测试者:国家地震局地质研究所 ESR 课题组)

由年龄计算公式计算的 ESR 年龄值分别为:94.5 Ma±28.4 Ma(93102-3,安徽嘉山石门)和 94.0 Ma±28.0 Ma(93421-4,山东莒县张家沟)。ESR 年龄已根据产地在图 9—16 中标出。

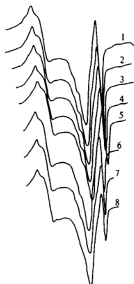


图 9—19 石英动力薄膜 ESR 波谱
(8 为天然样品)(93102-3,嘉山石门)

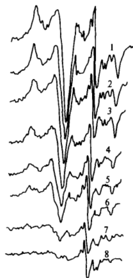


图 9—20 石英动力薄膜 ESR 波谱
(8 为天然样品)(93421-4,莒县张家沟)

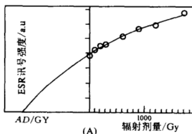


图 9—21 ESR 讯号强度增长曲线
(93102-3,嘉山石门)

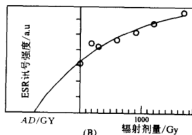


图 9—22 ESR 讯号强度增长曲线
(93421-4,莒县张家沟)

莒县张家沟石英动力薄膜(93421-4),其 ESR 波谱与正常纯石英有所不同。经双目镜下观察,此样品有两形态:一种为乳白色,另一种为无色透明的。ICP 检测结果为,$SiO_2=94\%$,$B_a=3.7\%$,钡含量较高可能是其原因。

表 9—16　山东沂水下牛庄石英云母片岩白云母 ^{40}Ar-^{39}Ar 定年数据(样品号 93560-2)

操作号	加热阶段	$^{40}Ar/^{39}Ar$	$^{37}Ar/^{39}Ar$	$^{36}Ar/^{39}Ar$	$^{39}Ar_K$/mol	K/Ca	Cl/K	$\frac{^{40}Ar^*}{\%}$	$\frac{^{39}Ar}{\%}$	$\frac{年龄}{Ma}$	$\frac{误差}{Ma}$
2128-01A	0.2	3.29E+02	1.83E−03	1.75E−03	6.2E−15	2.8E+02	5.4E−04	99.8	66.01	1846.9	±2.8
2128-01B	0.3	3.31E+02	0.00E+00	−2.63E−03	3.2E−15	#DIV/0	−1.7E−04	100.2	100.00	1858.6	±5.2
总气体年龄					9.3E−15			$n=2$		1850.9	±3.6

(UCLA 测定,$J=0.00543\pm0.000002$)

表 9—17　山东沂水峨山口云母石英片岩中白云母 ^{40}Ar-^{39}Ar 定年数据(样品号 93561-4A)

操作号	加热阶段	$^{40}Ar/^{39}Ar$	$^{37}Ar/^{39}Ar$	$^{36}Ar/^{39}Ar$	$^{39}Ar_K$/mol	K/Ca	Cl/K	$\frac{^{40}Ar^*}{\%}$	$\frac{^{39}Ar}{\%}$	$\frac{年龄}{Ma}$	$\frac{误差}{Ma}$
2125-01B	0.2	3.24E+02	0.00E+00	1.71E−03	2.9E−15	#DIV/0	2.4E−04	99.8	13.57	1833.0	±2.6
2125-01C	1.6	3.23E+02	2.49E−03	6.11E−04	7.7E−15	2.0E+02	3.6E−04	99.9	49.96	1829.2	±2.5
2125-02A	0.2	3.17E+02	5.39E−03	4.03E−03	8.5E−15	9.5E+01	4.7E−04	99.6	90.09	1804.2	±3.5
2125-02B	0.2	3.15E+02	0.00E+00	3.37E−03	2.1E−15	#DIV/0	7.8E−04	99.7	100.00	1797.9	±3.9
总气体年龄					2.1E−14			$n=4$		1816.6	3.0

(UCLA 测定,$J=0.005445\pm0.000002$)

表 9—18　山东沂水峨山口云母石英片岩中白云母 ^{40}Ar-^{39}Ar 定年数据(样品号 93561-4B)

加热阶段	加热温度/℃	$(^{40}Ar/^{39}Ar)_m$	$(^{36}Ar/^{39}Ar)_m$	$(^{37}Ar/^{39}Ar)_m$	$(^{38}Ar/^{39}Ar)_m$	$^{39}Ar_K$/p mol	^{40}Ar①$/^{39}Ar_K)\pm1\sigma$	$^{39}Ar_K$/%	视年龄$\pm1\sigma$/Ma
1	500	55.84	0.01608	0.02207	0.01754	0.4788	51.11±1.76	0.41	1038±28
2	650	92.27	0.004651	0.01404	0.01395	1.505	90.91±2.91	1.28	1567±35
3	750	98.25	0.007752	0.05851	0.02325	3.612	95.97±3.10	3.07	1625±36
4	850	99.56	0.001312	0.01221	0.01247	20.16	99.17±3.14	17.11	1661±36
5	950	100.8	0.003200	0.02415	0.04960	38.64	99.85±3.18	32.80	1668±36
6	1100	99.45	0.001358	0.008204	0.01250	34.02	99.05±3.14	28.88	1659±36
7	1250	99.27	0.001442	0.02177	0.01490	19.18	98.85±3.13	16.28	1657±36
8	1500	109.40	0.1080	0.2104	0.05574	0.2009	77.66±3.45	0.17	1408±44
总气体年龄							$n=8$	100	1657±36
坪　年　龄					t_p=1662 Ma±36 Ma(第 4～7 阶段)				

①测试单位:中国科学院地质研究所 Ar-Ar 定年实验室,J=0.01523,实验编号:R94152。

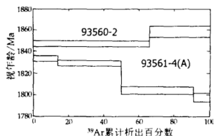


图 9—23 沂水构造片岩中白云母^{39}Ar 析出谱线
(UCLA 测定)

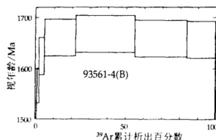


图 9—24 沂水构造片岩中白云母^{39}Ar 析出谱线
(中科院地质所数据)

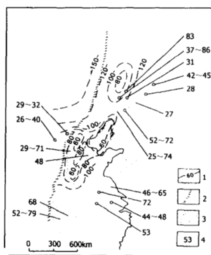


图 9—25 中国东部老第三纪盆地中裂谷系玄武岩分布和 K-Ar 年龄
(据刘若新等,1992,简化)
1—上地幔高导层等高线(km);2—布格重力梯度带;3—中—新生代盆地;4—K-Ar 年龄(Ma)

ESR 年龄结果说明,郯庐断裂作用形成石英动力薄膜的时间,在安徽嘉山和山东莒县都为 94 Ma 左右。该年龄与肥东桥东集片麻状花岗岩钾长石^{40}Ar-^{39}Ar 坪年龄 102.9 Ma±3.5 Ma,肥东桥头集断层泥 K-Ar 年龄 96.96 Ma±1.01 Ma 都较为吻合,反映了郯庐断裂作用的同时性。

9.3.4 断裂作用强度讨论

以上测年结果说明,郯庐断裂带中南段上断裂作用发生于 110 Ma 以来,在 110～55 Ma 之间,都有较强烈的活动。断裂作用形成了片麻状花岗岩、断层泥、石英动力薄膜等,同时也产生了一些构造片岩。问题是:断裂带内构造片岩 K-Ar 体系,是不是受断裂作用而有所改造?其年龄有何意义?

山东沂水下牛庄和峨山口,处在郯庐断裂带山东段内,发育 NNE 向糜棱岩带,构造分析说明,这些糜棱岩(构造片岩)是与郯庐断裂作用的挤压滑移有关的。

山东沂水下牛庄石英云母片岩(样品号 93560-2),主要由石英、白云母和少量长石组成。沂水峨山口云母石英片岩(样品号 93561-4),具糜棱状构造,由石英、白云母和少量斜长石组成。经分选得到了同号的白云母样品,分别在美国加州大学洛杉矶分校(UCLA)和中国科学院地质研究所进行^{40}Ar-^{39}Ar 定年,数据如表 9—16、9—17 和表 9—18 所列,图 9—23、图 9—24 给出了它们的^{39}Ar 析出年龄谱。

UCLA 测定的数据,沂水下牛庄白云母^{40}Ar-^{39}Ar 年龄为 1850.9 Ma±3.6 Ma(总气体

年龄)，沂水峨山口白云母为1816.6 Ma±3.0 Ma(总气体年龄)。它们的$^{40}Ar/^{39}Ar$阶段年龄都处在1800～1860 Ma左右，代表了华北地块古老基底的变质后抬升形成稳定地块的年龄，基本上没有受后期构造热活动的改造。中国科学院地质所测定的峨山口白云母(93561-4B)，是与93561-4A相同的样品分离出来的，其总气体年龄值为1657 Ma±36 Ma，坪年龄(第4～7阶段)为1662 Ma±36 Ma，从图9—24可以看出，该样品基本上没有受后期构造热事件的改造。不过，后者与前者年龄相差150 Ma以上，可能与其精度有关。如与93112-2(庐江三里岗样品)相联系，则可推测中科院地质所数据普遍偏低。

白云母K-Ar封闭温度一般认为是350℃左右，以上年龄数据说明郯庐断裂作用没有改变断裂带内构造片岩白云母K-Ar体系，因此是一种"冷"作用。

9.4 郯庐断裂的引张与火山活动

郯庐断裂带的引张始于早白垩世，主要表现沿断裂带裂隙式火山喷发和断裂带两侧伸

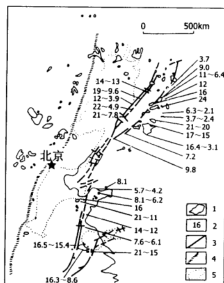


图9—26 郯庐断裂带新第三纪玄武岩分布和K-Ar年龄

(据刘若新等，1992，简化)

1—第三纪玄武岩；2—K-Ar法年龄(Ma)；3—主要断裂；4—布格重力梯度带；5—中—新生代盆地

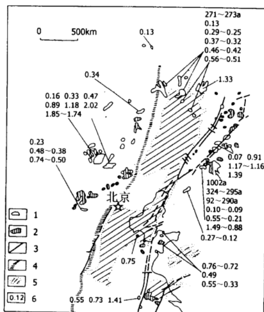


图9—27 郯庐断裂带及华北地区第四纪玄武岩分布和K-Ar年龄

(据刘若新等，1992)

1—第四纪玄武岩；2—第三纪玄武岩；3—主要断裂；4—布格重力梯度带；5—中—新生代盆地；6—K-Ar年龄(Ma)

展盆地面状火山岩喷发。从沂沭断裂(郯庐断裂带中段)的火山活动有由南而北逐渐发育,并从南向北表现从基性向中性变化,活动强度增加的趋势。

进入新生代后,郯庐断裂带的引张继续发育,大致可分为三个阶段,始新世至渐新世(50~30 Ma),中新世至上新世(23~2 Ma)和第四纪早、中、晚三个阶段。图9—24、9—26和9—27分别给出这三个阶段玄武岩的分布及K-Ar年龄。

中新世时,郯庐断裂带及其两侧是一条强烈的碱性—强碱性玄武岩浆活动带。潍坊、临朐、昌乐、沂水一带是一个典型的中新世碱性玄武岩浆活动区,主要由碱性橄榄玄武岩和碧玄岩组成。临朐山旺的中新世玄武岩,化学成分稳定,显示原始玄武岩浆性质。安徽嘉山以南的郯庐带上,及以东的盱眙、天长、六合、仪征、句容和更东的金坛、溧阳一带有大片或零星的中新世玄武岩出露。其中嘉山至汊涧有上千平方公里的玄武岩,早期为碱性玄武岩,厚40~50 m,晚期以橄榄拉斑玄武岩为主,厚100~80 m(肖增岳、王慧芬,1987)。东北地区,中新世玄武岩沿抚顺-密山断裂及依兰-伊通断裂及其两侧分布,前者总面积在2×10^4 km^{2}以上。

与郯庐拉张作用相伴生的还有中新世大陆溢流玄武岩,分布在华北西部张家口、张北、崇礼、集宁、左云、围场、赤峰一带,面积达2×10^4 km^{2}以上,总体上以拉斑玄武岩为主。

东北、山东和苏皖地区新生代玄武岩(主要为新第三纪)中地幔岩包体记录的p-t演化轨迹(图—28、图9—29、图9—30),反映了郯庐断裂系内地幔上隆即温压剧降作用。在地幔岩的演化过程中,都大致经历了一个等压降温过程。东北地区发生在$(18\sim24)\times10^8$ Pa压力范围,苏皖地区发生在$(19\sim28)\times10^8$ Pa,山东地区在$(15\sim22)\times10^8$ Pa范围,等压降温幅度在70℃左右。就总体的地温条件而言,它们也处在大洋环境和裂谷-洋脊的地温线区。因此,第三纪时郯庐断裂带处于拉张环境之中。

郯庐断裂的强烈作用(发生在135~55 Ma),扰动了该地区地幔物质,而在地壳中浅部则表现为破裂。随着断裂作用强度的减弱,被扰动的地幔物质上涌,形成裂谷型玄武岩和大陆溢流型玄武岩,代表了引张体制的构造环境。从总体上讲,新生代郯庐断裂带的火山活动,有由南而北活动强度增加、结束活动时间变新的趋势。

9.5 总结与讨论

1) 根据郯庐断裂带年代学和地质、地球物理资料综合分析,将其形成演化过程划分为四个阶段:

第一阶段(245~208 Ma),在三叠末,华北与华南地块拼合基本结束,形成大别-苏鲁弧形构造带。在华南地块向华北地块斜向楔形挤入过程中,于大别弧形顶端作为起始部位,郯庐左行韧性剪切带产生。

第二阶段(208~135 Ma),侏罗纪期间,为郯庐断裂带中南段左行平移主要活动时期,其东侧华南地块向北运动同时发生逆时针(15°~25°)的旋转。

第三阶段(135~23 Ma),从早白垩世至老第三纪为郯庐断裂带的拉张期,形成一系列伸展构造。在此期间火山、岩浆活动发育,沿主干断裂形成一系列断陷盆地,断裂带两侧形成伸展盆地系统。

第四阶段(23~0Ma),新第三纪为郯庐断裂带的挽近活动期,主要表现为右旋扭动或

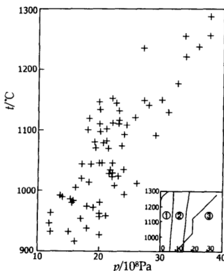


图 9—28　东北地区新生代玄武岩中地幔岩包体记录的 p-t 演化(右下角为简化图)
资料来源于路凤香等(1983),刘若新等(1981),鄂莫岚等(1982),邓晋福等(1980),He 等(1986、1990),Liao 等(1985),Wu 等(1983),Luo 等(1982、1984)。温压根据 Mercier(1976、1980)Opx、Cpx 和二辉石地质温压计估算,①、②、③分别为斜长石二辉橄榄岩、尖晶石二辉橄榄岩和石榴子石二辉橄榄岩稳定域

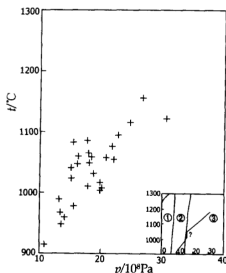


图 9—29　山东地区新生代玄武岩中地幔岩包体记录的 p-t 演化轨迹(右下角给出简化图)
资料来自 Wang (1986),He 等(1990),Lin 等(1990)。温压据 Mercier (1976、1980)地质温压计估算

挤压性质。

2) 郯庐断裂带具有自南而北递进变形生长机制,主要表现为:断裂带左行平移主要活动时间自南而北变新,中南段晚三叠世末至晚侏罗世,北段为早白垩世;沿郯庐断裂带新生代火山岩结束时间变新等。

3) 郯庐断裂带北段与南段热状态具有差异性。朱光等(1995)报道了以郯庐断裂带南段韧性剪切带(肥东县东部王铁集东浮槎山西麓)糜棱岩带中测得 5 个 K-Ar 全岩同位素年龄,处在 103 Ma±5 Ma～95 Ma±5 Ma 之间。该值与笔者在肥东桥头集片麻状花岗岩中测得的 102 Ma±3.5 Ma 相当,但我们不能同意他们把该年龄与郯庐"大规模左行平移"联系起来的观点。他们采样的糜棱岩原岩为角闪岩相黑云斜长片麻岩(肥东群),因此,说明了郯庐断裂南段断裂作用改变了古老变质岩的 K-Ar 体系,因而具有较高的温度。这一点与我们在郯庐断裂山东段沂水构造片岩中测得的 ^{40}Ar-^{39}Ar(白云母)年龄保持古老变质年龄有所不同。这样,我们更可以有把握地认为,郯庐断裂作用在发生时,南段具有较高的能量,是"热"作用,而到了山东段(中段),可能只是一种"冷"作用。"热"作用的结果是花岗岩浆活动,"冷"作用的结果是岩石圈破裂,导致构造的快速形成。

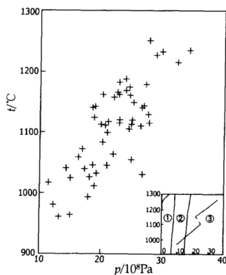


图 9—30　苏皖地区新生代玄武岩中地幔岩包体记录的 p-t 演化轨迹(右下角给出简化图)

资料来自 Li(1983),He 等(1990),Long 等(1983),邓晋福(1980),刘等(1990),Huang 等(1985),Zhou(1984),鄂莫岚等(1987),温压据 Mercier(1976、1980)地质温压计估算

第十章 张八岭地区韧—脆性递进变形特征及其与郯庐断裂发育的关系

10.1 概 述

张八岭地区位于安徽省北部，郯庐断裂带中南段东侧，其南西、北东端分别为大别山-苏鲁超高压变质带(图 10—1)。由于其处于华北地块与华南地块拼接与构造转换部位，这里保留了华北与华南地块拼合及后期与郯庐断裂带活动有关的变形形迹。所以该区构造变形历史的分析对于认识郯庐断裂带的启动和早期演化有着特殊的意义。

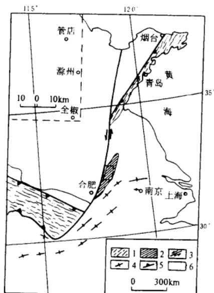


图 10—1 郯庐断裂中段构造简图
1—造山带；2—张八岭动力变质岩；3—郯庐断裂；4—褶皱迹线；5—边界断层

始自 70 年代初，安徽地质局即对本区进行 1：20 万区调填图[1]，之后在对郯庐断裂带及大别-苏鲁超高压变质带的研究中，许多学者对本区做了大量的地质调查：徐树桐(1985)提出在下扬子地区张八岭群内存在滑动构造，其时代为古元古代；此后又指出张八岭群糜棱岩代表了华南地块向华北地块逆冲的一个北西西向的边缘侧断坡，时代为二叠纪末(徐树桐，1993)。许志琴(1987)将以张八岭群为代表的角度低缓的韧性变形构造解释为扬子板块北缘沿南北向运动的大型深层次构造滑脱带，其时代为印支期。徐嘉炜则将这套变形视作郯庐断裂左行平移作用的产物，变形主要发生在印支期(徐嘉炜，1980、1984、1992、1993)，最近又更正为燕山期[2]。汤家富等(1995)则认为下扬子地区北东向的格局代表早期原始构造线方向，与郯庐断裂无关。

研究区内出露下扬子地区从中元古界至新生界地层。主要包括：中元古界张八岭群片岩、千枚岩；震旦系周岗组、苏家湾组变质砂岩、砾岩及陡山沱组，灯影组泥质灰岩、硅质灰岩；古

[1] 安徽地质区调队，1：20 万区调报告，南京幅，1—50—ＸＸＸＶ，1977。
[2] 徐嘉炜、朱光，郯庐断裂带的构造模式问题，大陆构造学术讨论会论文摘要汇编，1994。

生界浅海相沉积。本区的下三叠统仍为海相沉积，中三叠统则为蒸发盐沉积；侏罗系地层则以火山碎屑岩为主，而白垩系地层为火山喷发岩及湖相、河流相沉积。本区的区域构造线方向：断层的走向和褶皱枢纽的延伸方向以及地层的展布方向皆为北东—北北东向（图10—2），构成下扬子地区特征的构造格局。

在本书中，笔者认为张八岭群及上覆地层构成了一个连续完整的韧—脆性递进构造，它记录了华南、华北地块的聚合及郯庐断裂的启动演化过程。

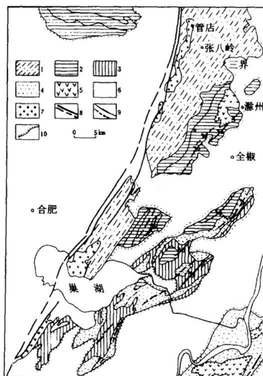


图10—2 下扬子地区构造略图

（据1：50万安徽区域地质志简化，1987）

1—张八岭群糜棱岩；2—震旦系及下古生界；3—上古生界；4—三叠系；5—侏罗系；6—白垩系及新生界；7—中生代花岗岩；8—断层与推测断层；9—背斜（实线）和向斜（虚线）枢纽；10—不整合

10.2 张八岭韧—脆性递进变形构造特征

根据岩石的变形变质程度，张八岭地区的变形可分作三个构造层次：以张八岭群糜棱岩为代表的韧性变形层；周岗组，苏家湾组变形砾岩、砂岩代表的韧—脆性变形层及上覆地层构成的脆性变形层。

10.2.1 韧性变形构造带

张八岭群岩石以白云质大理岩、千枚岩及富硅的石英角斑岩、凝灰熔岩和熔凝灰岩为

主。区域上与湖北的红安群、安徽的宿松群相当，原岩为一套细碧-石英角斑岩及中酸—中基性火山碎屑岩；含有低温高压变质矿物蓝闪石和多硅白云母，在大别山南缘和郯庐断裂带东侧构成一个不甚连续的蓝闪石片岩带。这套岩石普遍经历糜棱岩化作用，表现为长英质糜棱岩、石英质糜棱岩、白云母石英片状糜棱岩和白云质石英片岩，呈条带状沿郯庐断裂东侧以北北东向展布。

该构造经历了两期变形：早期北西—南东向挤压和稍晚的北北东向剪切。靠近郯庐断裂南端，矿物拉伸线理的取向以北北东为主，向北则多为北西—南东取向。在管店地区（见图 10—2），糜棱岩面理总体向南东缓倾，倾角一般不超过 30°。透入性矿物拉伸线理（L_1）广泛发育且稳定地指向 140°～160° 方向（图 10—3）。糜棱岩的面理已经褶皱，其枢纽沿北东—南西向延伸（向 230°～250°倾伏），轴面倒向南东（图 10—4a）。糜棱岩中的基性火山角砾多被拉长揉皱，其褶皱形态和被错断的不对称角砾的形态具有指向意义（上层相对下层向南东向运动）。矿物拉伸线理（L_1）与褶皱枢纽（h_1）垂直（B 型褶皱）。

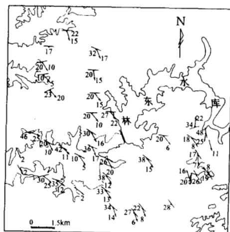


图 10—3 安徽嘉山县管店地区地质图

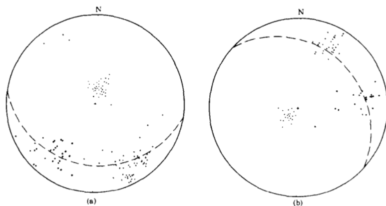


图 10—4 管店(a)和黄栗树(b)地区构造要素投影(等角)

虚线示糜棱岩总体面理，十字示线理，粗点为褶皱枢纽，细点为面理大圆的极点

无论在宏观尺度还是在显微镜下，皆可见大量韧性变形组构：a—c 面上的 S-C 组构、显微镜下形态完好的长石不对称残斑、“云母鱼”、白云母膝折带以及动态重结晶的石英集合体中的斜向面理及细粒化的石英条带与亚颗粒（图版Ⅱ—1、2、3、4）。上述糜棱岩面理与产状协

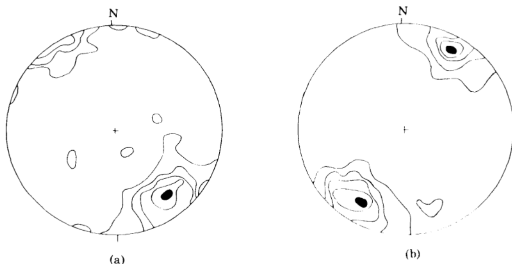


图 10—5　管店(a)、黄栗树(b)地区糜棱岩石英光轴组构

调一致，表明它们为同一构造期产物。具有指向意义的石英光轴组构(图 10—5a)均指示上层相对下层向 140°～160°方向的剪切。

在全椒县黄栗树地区(位置见图 10—2)，张八岭群糜棱岩、片岩的白云母含量明显增加，糜棱岩面理以 10°～25°的低角度向北北东缓倾，矿物拉伸线理(L_2)稳定地指向 25°～30°方向(图 10—6)。不对称褶皱多为 B 型褶皱(亦见有 A 型褶皱)，其枢纽(h_2)走向为北西西—南东东方向(向 120°方向倾伏)且与线理 L_2 直交；褶皱轴面倾向南西，倒向北东(图 10—4b)。具有指向意义宏观与微观组构：S-C 组构，流褶皱的倒向、不对称的长石"眼球"(图版 Ⅱ—5、6)及石英光轴组构(图 10—5b)，绝大多数都指示上层相对下层向北北东方向的剪切。

极为重要的是，在黄栗树地区张八岭群糜棱岩中发育一组由云母的褶纹构成的透入性线理。它们实际上是一组非常细小的褶皱的枢纽。其走向变化较大，从北东—南西向到北东东—南西西向，向北东 60°～70°方向倾伏。它们应为北东向褶皱枢钮(h_1)为稍后北西西—南东东向褶皱枢纽(h_2)所叠加改造的残余或是两者之间的过渡；即是，北北东向剪切形成的褶皱叠了稍早南东向剪切形成的褶皱(图 10—7)。

10.2.2　韧—脆性构造带

张八岭群糜棱岩之上为一套轻微变质的震旦系地层，两者之间接触关系为假整合或微角度不整合。在黄栗树水库北岸周岗村西，两者的接触带为一近直立的破碎带。带内物质以张八岭群糜棱岩为主，由于构造扰动不很强烈，仍可隐见糜棱岩面理。该带两侧岩石变形特征一致，构造协调，变质程度亦差别不大(图 10—8)。

周岗组砂岩为含砾的泥质砂岩、粉砂岩。砾石成分较为复杂，由中基性—中酸性火山岩与张八岭群变质岩组成。由于变质程度的不同，表现为含砾粉砂质千枚岩到千枚状粉砂岩。苏家湾组砾岩为一套冰水相沉积，砾石被强烈地拉长，长轴方向为北北东向，靠近断层南段出露较好，在张八岭一带则少有出露。

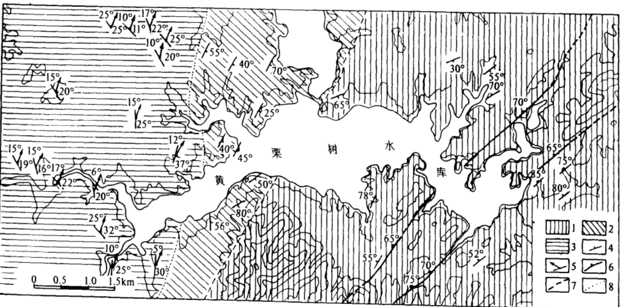


图 10—6　安徽全椒黄栗树地区地质图

1—震旦系与下寒武系灰岩；2—周岗组砂岩；3—张八岭群糜棱岩；4—产状；5—线理与面理；6—逆冲断层；7—推测断层；8—岩石单元界线

这两组地层连同震旦系陡山沱组泥灰岩的底部表现出明显的韧—脆性变形特征，区域上构成一个宽约数百米到十几公里的，北北东向延伸的韧—脆性过渡带。该带以一系列轴面高角度倒向南东的褶曲和切错、置换层理的密集间隔劈理为特征(图 10—9)。褶皱的轴向倾向北西西，走向南东东，倾角约 55°～65°。褶皱的南东翼多已倒转(图版Ⅱ—7)。间隔劈理的产状平缓：倾向 80°～100°，倾角 25°～30°。沿构造层序向上，间隔劈理的密度和岩石的变质程度降低，逐渐过渡为脆性变形为主的褶皱、断裂。

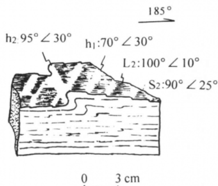


图 10—7 南东向与北北东向构造叠加
黄栗树水库西东徐村口(据照片素描)

10.2.3 脆性构造带

在整个下扬子地区，震旦系陡山沱组上部，灯影组，全部古生界及至中三叠统地层一同卷入一个复杂的褶皱逆冲系统。组成该褶皱-逆冲系向斜核部的多为中三叠统地层。褶皱与断裂的走向为北北东至北东向：愈是靠近郯庐断裂，其走向愈趋向北北东。褶皱与断裂的延伸多逾几十公里，是该区构造格局的重要特征。

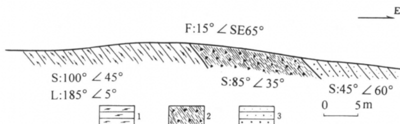


图 10—8 张八岭群糜棱岩与周岗组砂岩接触关系
(周岗村西)
1—张八岭群糜棱岩；2—破碎带；3—周岗组砂岩

构成上部脆性变形构造的褶皱型式几乎都为紧闭式，其轴面高角度倾向北西西。褶皱的北西翼正常而南东翼多已倒转，两翼多已近同斜(图 10—10)，表明岩层经历了强烈的北西—南东向挤压。褶皱核部常为向南东逆冲的断层错断。

这套变形的另一重要特征即是有大量逆冲断层发育。其特点为：断层的上部都以高角度倾向北西至北西西，下部则变缓至近水平，其形态呈铲状，常见几条断层在剖面上构成叠瓦状(图版Ⅱ—8)。在黄栗树水库坝南陈洼村西，下寒武统黄栗树组炭质、泥质灰岩中的叠瓦断层产状：60°～70°/NW∠10°～80°。断层面上具擦痕、阶步、石英生长纤维和摩擦镜面。断层泥带宽约 5～15 cm，由粘土矿物组成，未见断层角砾，具明显的挤压-剪切特征。钉头状擦痕产状：340°∠40°，指示上盘向 160°方向逆冲。

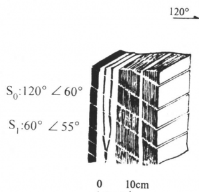


图 10—9 周岗组砂岩中层理与劈理关系

周岗村西(据照片素描)

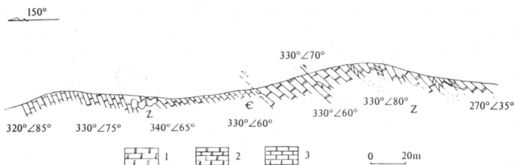


图 10—10 黄栗树村北大牛山构造剖面

1—震旦系灯影组厚层白云质灰岩;2—震旦系灯影组薄层泥质、白云质灰岩;

3—寒武系黄栗树组薄层硅质、泥质灰岩

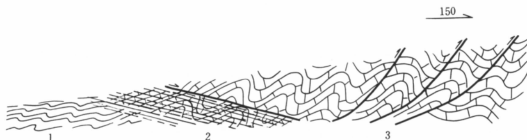


图 10—11 张八岭地区构造型式

1—韧性变形区;2—韧—脆性过渡区;3—脆性变形区

由此可见，上述构造序列代表了一个连续的韧—脆性递进构造，它们应是同一区域构造应力场不同层次、不同阶段的产物(图 10—11)。

10.3 张八岭韧—脆性递进构造的形成时代

前已提及，卷入褶皱-逆冲系的最新地层为中三叠统海相碎屑岩、蒸发盐沉积且构成向斜的核部，故此应为该构造的生成下限。在本区，下三叠统仍为浅海相碳酸盐沉积，而上三叠统地层在下扬子地区多被认作缺失。其上广泛地不整合覆盖了侏罗系火山碎屑岩及火山岩；之后，上白垩宣南统湖相沉积不整合覆盖全区。

张八岭蓝片岩带高压变质多硅白云母$^{40}Ar/^{39}Ar$ 年龄为：245 Ma±0.5 Ma(李曙光等，1993)，220～230 Ma(张树业等，1989)及 244.2 Ma±0.5 Ma(黄栗树)，212.6 Ma±0.4 Ma(管店)和 222.6 Ma±0.6 Ma、209 Ma±6.6 Ma(庐江，详见第九章)。结合地层学证据可以推断，造成张八岭韧—脆性递进变形北东向挤压构造的热事件发生在 240～210 Ma(T_2—T_3)之间。

考虑到大别山榴辉岩的 Sm-Nd 年龄：244 Ma±11 Ma(李曙光等，1989)，224 Ma±20 Ma(李曙光等，1989)和 221 Ma±5 Ma(李曙光等，1992)，可以看出，张八岭韧—脆性递进变形北东向压性构造与华南、华北地块的拼合几乎是同时发生的。

古地磁学证据(详见第五章)表明，早白垩世之前，华南地块相对其北西侧华北地块经历逆时针旋转(累计有 15°～25°)。旋转的结果使沿早期郯庐断裂东侧的华南地块的北北东向剪切更加容易。庐江三里岗高压变质多硅白云母$^{40}Ar/^{39}Ar$ 阶段年龄中的 169 Ma±5.6 Ma 和 189.6 Ma±6.1 Ma 就是庐江三里岗北北东向的韧性剪切带形成和华南地块旋转的记录。

进入白垩纪，本区经历多期岩浆活动。伴随沿郯庐断裂带上侵的花岗岩的就位，张八岭韧—脆性递进构造开始沿壳内拆离面向地壳浅部拆离上升，这与沿断裂带就位的花岗岩的年龄(135 Ma±15 Ma，136.5 Ma、102.9 Ma±3.5 Ma，详见第九章)是一致的。韧—脆性递进构造于老第三纪最终到达地表，褶皱-逆冲系统中脆性断层泥年代学数据 88.76 Ma±2.12 Ma(采自黄栗树水库坝南陈洼村西)，代表了张八岭群韧—脆性递进变形构造剥露地表过程中的年龄。

10.4 张八岭韧—脆性递进构造的形成机制及与郯庐断裂演化关系的讨论

80 年代后期，随着对大别-苏鲁超高压变质带的成因以及华南、华北地块拼合和陆-陆作用机制认识的深化(Okay et al.，1992；Liu et al.，1989；Yin et al.，Burchfiel et al.，1989)，对郯庐断裂的演化又有了新的认识(徐嘉炜等，1985；Wang et al.，1989)。鉴于张八岭韧—脆性递进构造与大别-苏鲁超高压变质带及郯庐断裂在时间和空间上的特殊联系，该构造无疑记录了华南、华北地块拼合期间郯庐断裂的启动和早期演化过程。

张八岭韧—脆性递进变形构造的形成演化主要经历了以下几个阶段(见图 10—12)：

1) T_2—T_3，随古生代末特提斯域的封闭和华南、华北地块近南北向的趋近、拼合，受北

东向陆块边界条件的限制，张八岭地区经历了南东—北西向的挤压和北东向的剪切；在不同的构造层次上，张八岭韧—脆性递进构造发育(图 10—12a)。

2) J_{1-2}—J_3：华南地块相对其西侧华北地块经历逆时针旋转(15°～25°)，产生深部北北东向韧性剪切构造，叠加于 1)阶段构造之上，郯庐断裂带左行平移形成(图 10—2b)。

3) K_1—K_2：伴随沿郯庐断裂花岗岩的上侵就位及火山喷发活动，华南地块经历北西—南东向的伸展；韧—脆性递进变形构造向地壳浅部拆离、抬升(图 10—12c)，郯庐断裂带呈现拉张状态。

4) E：韧—脆性递进变形构造已被剥露于地表，在重力作用下依次向南东滑覆(图 10—12d)。

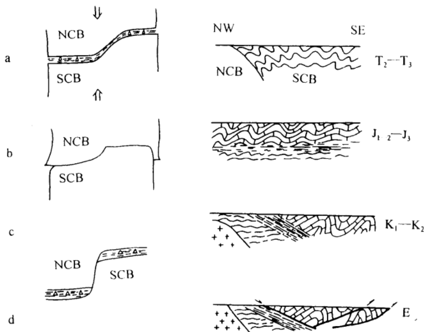


图 10—12　张八岭韧—脆性递进构造演化及其与郯庐断裂发育的关系

a—华南、华北地块拼合阶段；b—华南地块相对华北地块逆时针旋转，且沿旋转结点撕裂，郯庐断裂启动，进入早期演化阶段；c—随花岗岩的就位，华南地块局部隆升；d—重力滑覆阶段

在张八岭韧—脆性递进变形构造形成、演化、剥露过程中，郯庐断裂南段曾作为北东向陆-陆边界不断向北北东方向趋近，且向北扩展延伸，这种过渡与转变大致在早白垩世之前完成。

第十一章　郯庐断裂带北段的地质特征及中生代演化

郯庐断裂带的形成和演化一直是地质工作者关注的焦点问题，从20世纪60年代，人们对该断裂系统的研究日趋深入，这同时地质学者对郯庐断裂系北段的研究也在不断地深入发展。1959年，黄汲清先生最早启用敦化-密山断裂和抚顺-海龙大断裂之后，翌年合称为敦化-密山深断裂；60年代，马杏垣首次指出，依兰-伊通深断裂的南延可与郯城-庐江深断裂相连，其主要活动时期在中生代；70年代黄汲清等将中国50多条深断裂按深度、力学性质进行了综合分类，认为郯庐断裂带应属剪性岩石圈断裂，并重新命名为郯庐伊抚断裂系，即包括郯庐断裂、依兰-伊通断裂、抚顺-密山断裂，并认为依兰-伊通断裂是晚中生代开始逐渐发展起来的，具引张的地堑形态；任纪舜等认为郯庐断裂带北段是沿沈阳—长春—哈尔滨直入俄罗斯境内的鄂霍次克海一线，从而提出了郯庐断裂系北延的第三条分支。80年代，对郯庐断裂带北段的研究进入高潮，徐嘉炜(1980)以断裂带两侧大量的早期地质体及地质界线的错开为标志，系统地论述了郯庐断裂带的左行平移问题，并认为敦化-密山断裂是郯庐断裂带北延的主干断裂。同时，很多地质学者(承娟英，1983)相继对郯庐断裂带的北延问题提出了各自的看法。1983年，郯庐断裂带(包括北延)问题现场会在沈阳召开。1987年国家地震局地质研究所对郯庐断裂带北延问题做了分析，同年姚大全对敦化-密山断裂带做了系统的研究，认为敦化-密山断裂带作为郯庐断裂带的北延主支断裂，在侏罗纪至早白垩世具有明显的左行平移。90年代，刘茂强等(1993)对依兰-伊通断裂的伊通一舒兰段做了系统的研究，提出了该段中、新生代的发展史。

目前最具有代表性的观点是：以敦化-密山断裂带为代表的郯庐断裂带的北段各分支的确存在较明显的左行平移(徐嘉炜，1980、1992；王登第等，1983)；争论的焦点是各分支的演化史及不同时期各断裂的性质。

本书依据新的同位素数据，岩浆岩、地层、古地磁、重磁资料等探讨了郯庐断裂带北段各分支的形成、演化史及各分支不同时期的断裂性质。

11.1　地 质 概 况

本章涉及的地区如图11—1所示，南以渤海为界，北至黑龙江流域一线，西至辽西和松辽盆地东缘，东以鸭绿江为界直至黑龙江省的那丹哈达地区。现将研究区地层、构造、岩浆岩方面的特点综述如下。

11.1.1　地层

东北地区的古生代地层总体分为“台区”的稳定型和“槽区”的活动型两种。中生代是欧亚大陆东侧的“变格”时期，在我国的东北，此时的“槽台”界线不起明显的控制作用。

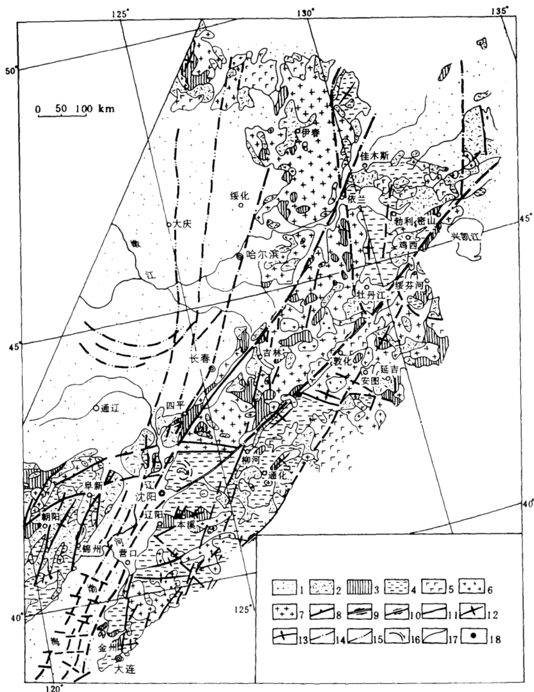


图 11—1 郯庐断裂带北段地质构造简图

1—新生代盆地；—中生代盆地；3—古生界；4—前寒武系；5—新生代基性喷发岩；6—中生代花岗岩类；7—古生代花岗岩类；8—地块接合带；9—敦化-密山断裂带；10—走滑断裂带；11——般断裂；12—向斜轴；13—背斜轴；14—隐伏构造；15—遥感解释断裂；16—旋转构造；17—地质界线；18—古应力测算区

(1) 三叠系

在东北分布比较零星，为陆源碎屑岩。各地区岩相、岩性虽然有差异但有以下共性：①中朝地块及吉黑褶皱系（不含那丹哈达）地区的下三叠统与上古生界的接触关系均为整合或平行不整合接触。②下、中三叠统之间以平行不整合接触为特征。③上三叠统同下伏的所有地层之间以角度不整合接触为特征。

(2) 侏罗系

东北地区的侏罗系广泛分布，如在辽宁省的西部，吉林省的吉林小区、延边地区、浑江地区均有分布；在辽东分布零星。从辽吉两省来看，侏罗系有以下特点：①从早侏罗世到晚侏罗世，沉积规模逐渐加大。②在辽吉两省的西部较东部发育。

(3) 白垩系

早白垩世是我国东部中生代火山作用的鼎盛时期，此时盆地规模巨大，其中火山岩含量很高，且厚度巨大。从总的分布及规模上看它遍及辽吉两省的所有地区。从早白垩世后期至晚白垩世，辽、吉地区沉积盆地范围逐渐减少，火山作用明显减弱；至晚白垩世，仅零星分布一些湖泊相的碎屑岩沉积盆地，火山活动微弱。

11.1.2 构造单元及主要断裂

东北地区地质构造复杂，研究区大致分为三个大的构造单元（图 11—1）。①中朝地块，指中朝地块在辽宁、吉林两省的部分。②佳木斯—兴凯中间地块。指牡丹江断裂以东、牡丹江—兴凯湖一线以北的中国境内，该地块被敦化-密山断裂带切割成两部分。③吉黑褶皱系，主要包括吉林省的延吉地区、吉林—长春地区，辽西北地区，小兴安岭和张广才岭。

研究区断裂发育。近东西向断裂主要为赤峰-开原断裂带，该断裂为中朝地块北缘断裂，从内蒙古的赤峰延入辽宁的开原至吉林的东丰，再从桦甸至两江一线分布；走向近东西向，中间为敦化-密山断裂带切割。近南北向断裂带以牡丹江断裂为主要代表，该断裂带南起黑龙江省的牡丹江市附近，向北依次过依兰、嘉荫地区，呈近南北向展布，为佳木斯地块的西界断裂带。北东、北北东向断裂主要为敦化-密山断裂、依兰-伊通断裂、鸭绿江断裂等，它们属于郯庐断裂带。

11.1.3 岩浆岩

东北东部岩浆活动相对来说是较强烈的，进入中生代以后，各期侵入岩及火山岩均较发育。

1. 印支中、晚期岩浆岩

自印支中、晚期以来的中生代岩体不局限于褶皱区系内部，在中朝地块内也有大规模的分布，这表明自印支中、晚期东北地区的大地构造环境已发生了根本的改变。其岩体主要分布在以下几个地区。

(1) 辽南地区

该区大面积分布着印支中、晚期岩林，岩体规模巨大，构成本区中生代岩浆作用最强的一期，值得注意的是如此发育的印支期岩体在辽宁西部、北部均极少出现。本期岩体以斑状二长花岗岩为特征，其中多数的花岗岩体具有“S”型特点，也有一部分具“I”型花岗岩特征。

(2) 小兴安岭—张广才岭

印支中、晚期岩体在该区分布不多，同位素年龄多在 210～190 Ma，呈岩株或岩基产出，均叠加在晚古生代—早印支期花岗岩之上，总体反映了“I”型花岗岩特征，但具有向“S”型花

岗岩过渡的趋势。

(3) 吉黑两省的东缘

主要指敦化-密山断裂以东、中朝地块北缘断裂以北的地区，即延吉—兴凯地区。该地区印支晚期岩浆活动较强烈，侵入岩及火山岩发育，其中花岗岩类有“I”型花岗岩特征(李之彤等，1991)。

2. 燕山期岩浆岩

进入燕山早期，东北东部侵入岩广泛分布，并且有共同的地球化学特征，即以发育“I”型花岗岩为特征。岩体主要分布在辽西地区，吉黑两省东部(即松辽盆地以东)。

燕山晚期岩体与燕山早期岩体相比有以下特点：①分布上向大洋方向迁移。在辽宁省，燕山晚期岩体在辽西较少，在辽东南则相对大量分布，这明显有别于燕山早期；在吉林省(褶皱区系内)，燕山晚期岩体相对于敦化-密山断裂带，东侧远比西侧发育，而燕山早期侵入岩体在该断裂带东西两侧分布数量相近。②在化学成分上，不论在辽宁省还是吉林省，燕山晚期岩体，其钾质、碱质成分明显高于燕山早期，并且有越向晚期越高的趋势，以致在燕山晚期的后期个别岩体文象构造发育，反映了大地构造环境的变化。

燕山期火山岩分布极为广泛，并且从早侏罗世到早白垩世，火山作用增强，并在早白垩世达到顶峰。早白垩世的火山岩在东北各地均有分布，如辽西的义县组，辽东的小岭子组，吉林的营城子组、长财组等。总的看，燕山期火山岩有以下特点：①燕山早期的火山岩以安山岩为主，并且其温压比值明显低于正常大陆地质温度比，表明是挤压环境，这与“I”型花岗岩产出背景一致。②从范围上看，从早侏罗世到早白垩世，火山岩的分布范围逐渐扩大。在辽宁省侏罗纪火山岩主要分布在辽西，而早白垩世火山岩遍及全省。

11.2 郯庐断裂带北段各分支基本构造格架及其地质特征

郯庐断裂带是指中生代欧亚大陆东缘，具有与郯庐断裂带这条主干断裂主活动时间相近，断裂性质相近，主活动期区域应力场背景相近的一套断裂带的组合。它除了主支郯庐断裂带以外，还包括敦化-密山断裂带、依兰-伊通断裂带、鸭绿江断裂带、牟平-青岛断裂带、长东-南澳断裂带以及俄罗斯的锡霍特-阿林断裂带、朝鲜半岛的汉南断裂带(Honam fault)(在中生代后期)(图 11—2)。本项研究主要以我国境内的郯庐断裂系北段为研究对象，即敦化-密山断裂带，依兰-伊通断裂带和鸭绿江断裂带，至于松辽盆地上的北北东向断裂多是根据地球物理证据；由于出露很差，它们虽应属于郯庐断裂系，但不作为本章内容。

11.2.1 敦化-密山断裂带地质特征

1. 地球物理特征

(1) 航磁特征

敦化-密山断裂带表现为走向近北东向负异常条带，带宽 5～7 km，在负异常的背景上叠置一系列等轴状航磁正异常，强度 50～300 nT，峰值达 500 nT。它们是中新生代火山岩、次火山岩及中、基性岩的反映，表明敦化-密山断裂带在中、新生代的强烈活动。

敦化-密山断裂带两侧的航磁特征有明显差异：其北西侧水平梯度变化较小，长轴方向多为北西或近南北向；南东侧磁场复杂，正负异常交替出现，水平梯度变化大，延伸方向多北东向或北北东向。

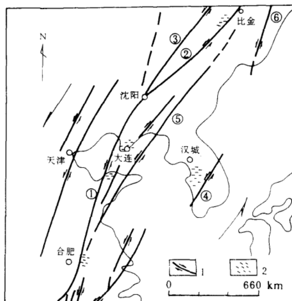


图 11—2　郯庐断裂带分布情况简图

1—平移断裂；2—NWW 走向线理；①—郯庐断裂带；②—敦化-密山断裂带；③—依兰-伊通断裂带；④—汉南断裂带；⑤—鸭绿江-牟平-青岛断裂带；⑥—锡霍特-阿林断裂带

(2) 重力特征

敦化-密山断裂带是一片重力低背景上表现为一条明显的重力梯度带，水平梯度稳定在 $-1\times10^{-5}m/s^2/km$，长轴北东向，与断裂带平行。断裂北西侧异常梯度线宽缓，轴向多东西向，异常值 $-10\times10^{-5}\ m/s^2\sim-20\times10^{-5}\ m/s^2$；而南东侧异常梯度陡，轴向多北东向，异常值为 $-10\times10^{-5}\ m/s^2\sim-30\times10^{-5}\ m/s^2$，断裂带恰为两侧重力场的分界线(图 11—3)。

(3) 地壳厚度

敦化-密山断裂带为地壳厚度等深线的密集带。在断裂的北西侧地壳厚 34～37 km，南东侧 35～39 km(图 11—4)。

上述地球物理资料表明，敦化-密山断裂是一条规模宏大、切割很深而且波及较广的断裂带。

2. 敦化-密山断裂带及两侧地质特征

(1) 敦化-密山断裂带特征

该断裂带走向近北东向，由两条分支断裂组成。北西支产状稳定，以倾向北西或北西西为主，倾角 30°～70°；南东支倾向不定。两分支之间为中、新生代盆地，主要为下白垩世(K_1)和老第三系(E)，说明断裂带在早白垩世和新第三纪均受到相对引张。北西支上众多逆断层以较老地层覆盖老第三系为特征，说明敦化-密山断裂带北西支断裂上的逆断层主要是新生代形成的(图 11—5)。

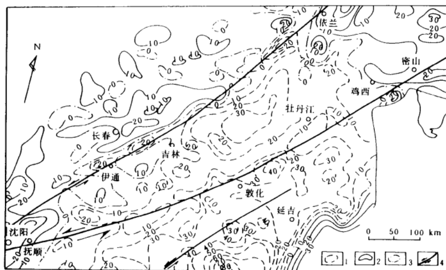


图 11—3　郯庐断裂带北段重力布格异常简图

1—负异常等值线；2—正异常等值线；3—异常零值线；4—断裂

(2) 敦化-密山断裂带古应力场特征

姚大全(1988)认为敦化-密山断裂带左行平移期(J—K_1)的最大压应力(σ_1)的方位为近南北向。笔者对桦甸市至桦甸黑石一线的下白垩统泉水村组 K_1q 进行了共轭剪节理测量，得出最大压应力方位(σ_1)为近南北向(表 11—1、图 11—1)。

本套共轭剪节理在泉水村组(K_1q)发育，而在同地区上覆的龙井组(K_2l)中不发育，所以认为敦化-密山断裂带在早白垩世处在近南北向的挤压环境之中。

(3) 敦化-密山断裂带两侧地质特征的对比

敦化-密山断裂的形成和演化对我国东北的古构造格架产生了强烈的影响，使得各构造单元沿该断裂发生了左行平移。

(1) 中朝地块北缘断裂错开

目前，地质界公认的中朝地块北缘断裂带被敦化-密山断裂切割成东西两段。这两段具有共同的地质特征：断裂带为宽几公里

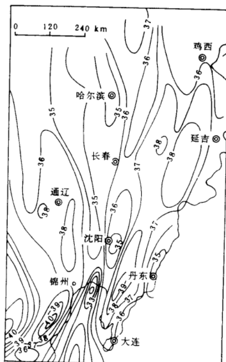


图 11—4　研究区地壳厚度简图

(据卢造勋等，1988)

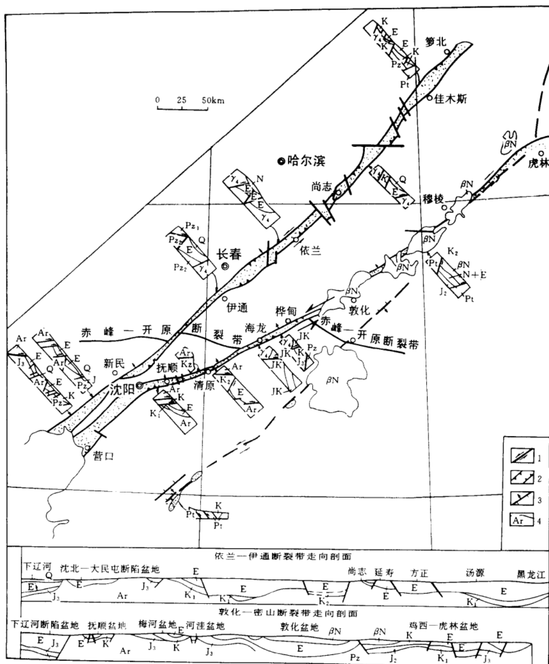


图 11—5 郯庐断裂带北段各分支构造特征简图

(据荆惠林,1994,修改)

1—走滑断裂带;2—断裂带内中新生代断陷盆地;3—逆断层;4—断裂带横截剖面及位置

表 11—1　敦化-密山断裂带桦甸地区泉水村组中共轭剪节理分析结果

共轭剪节理产状	σ_1	σ_2	σ_3
290°∠74°　49°∠76°	168°∠31°	346°∠63°	81°∠2°
110°∠69°　41°∠70°	346°∠2°	77°∠65°	255°∠25°
127°∠75°　240°∠67°	357°∠40°	197°∠48°	94°∠10°
135°∠70°　76°∠81°	20°∠11°	198°∠69°	86°∠17°
300°∠73°　51°∠75°	176°∠30°	355°∠65°	86°∠2°
310°∠70°　65°∠75°	191°∠31°	2°∠60°	95°∠3°

到几十公里的构造岩浆岩带，自古生代以来的各期岩体均有出露，但以加里东期、海西期为主；沿带钾化现象强烈。断裂带南北两侧地质发展史迥然不同，南侧前青白口系广泛发育，古老基底为太古宇、元古宇的深变质岩系；沉积盖层主要为稳定的浅海相沉积建造。北侧槽区尚未发现前寒武系，古生代以海相火山-碎屑岩及碳酸盐岩为主。所以这东西两段沿山城镇至桦甸市间约 150 km 的位错正是敦化-密山断裂带左行平移造成的(图 11—1)。

(2) 中生代地层被错开

在黑龙江省的那丹哈达地区，地层主要为三叠系至白垩系，内部构造作用强烈，构造线以北北东向为主，这与敦化-密山断裂带东侧的兴凯地块在地层、构造及发展史上均无法对比，而现今两者之间的关系正是敦化-密山断裂左行平移的结果。就那丹哈达地区而言，北北东向推覆构造形成于晚侏罗世晚期以前(邵济安等，1992；孙革等，1992；张世红等，1991；水谷伸次郎等，1989)，而敦化-密山断裂带与这些构造线斜向切割，所以敦化-密山断裂带左行平移的主要时间应在晚侏罗世晚期以后。

铁岭大甸子地区。在敦化-密山断裂带西侧的铁岭大甸子地区有一巨型的莲花状旋转构造，这是一个明显的逆时针旋转构造。是敦化-密山断裂带左行平移的重要证据。该旋转构造中卷入的最新地层，也是主要的伴随地层为下白垩统南康庄组(K_1n)，说明该旋转构造形成的主要时间就是在早白垩世，也说明敦化-密山断裂带的左行平移时期主要在早白垩世(图 11—6)。

(3) 中国东部中生代花岗岩的相同地球化学单元错开

张理刚等(1993)对中国东部中生代花岗岩做了长石铅的地球化学分析，并依据地球化学特征的不同划分了不同的地球化学省。研究结果表明敦化-密山断裂带两侧的同一地球化学省(A_{1-1}省)发生了明显的位错，左行平移 400～450 km。

(4) 敦化-密山断裂带两侧古地磁数据的对比

研究表明，以敦化-密山断裂带为界，代表北西侧中生代沉积序列的勃利盆地，其中生界古地磁基本没有变化(刘海山等，1992)，而敦化-密山断裂带南东侧的宁安县等地中生代的古地理位置明显北移(表 11—2)。值得注意的是晚白垩世及以后的地层(K_2—现今)，即使在敦化-密山断裂带以东也是基本稳定的(表 11—2 中的 6～9 点)。

3. 敦化-密山断裂带的性质、主要活动时间及位移量

从敦化-密山断裂带的地质特征可以看到，该断裂中生代的构造活动是多期的。

1) 早白垩世在沿断裂形成众多引张断陷盆地的同时，断裂带发生了明显的左行平移，表明此时的剪切是以张剪为特征。

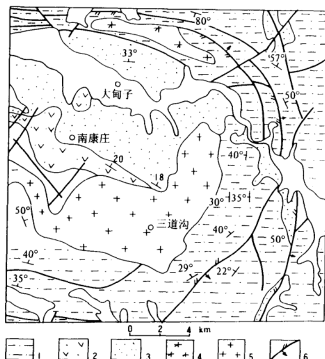


图 11—6　铁岭大甸子旋转构造简图

1—元古宇；2—侏罗系；3—早白垩统(南康庄组)；4—海西期岩体；5—燕山早期岩体；6—断裂及性质

表 11—2　东北地区中生代主要古地磁数据表

采样点及地理位置	样品时代	古纬度	古磁极 纬度	古磁极 经度	古磁极 α_{95}	Δ	资料来源
1. W 勃利盆地 45.0° 131.8°	J_3—K	45.0°	76.6°	44.6°	7.2	0°	刘海山(1992)
2. W 七台河 45.8° 131.8°	J_2—K	48.2°	73.1°	58.1°	12.1	−2.4°	Masru Kono(1989)
3. W 磨刀石 44.55° 129.83°	K_1^2	42.5°	58.6°	51.8°	11.3	+2°	刘海山(1992)
4. E 宁安县 44.27° 129.83°	K_1^2	24.8°	62.1°	255.7°	14.9	+19.47°	刘海山(1992)
5. E 老黑山 43.73° 130.87°	T_3	33.1°	53.2°	271.9°	3.7	+10.63°	刘海山(1992)
6. E 本　溪 41.3° 123.8°	K_2	40.0°	59.3°	202.6°	6.0	+1.3°	Masru Kono(1989)
7. E SikhoteAlin 44.0° 135.4°	K_2	41.0°	70.0°	40.6°	3.4	+3°	Brestein(1988)
8. E SikhoteAlin 44.0° 135.0°	K_2—E	42.1°	74.7°	227.3°	8.8	+1.9°	Brestein(1988)
9. E SikhoteAlin 47.6° 137.3°	E	46.5°	69.8°	219.3°	8.5	+1.1°	Brestein(1988)
10. E SikhoteAlin 46.0° 138.0°	E	27.4°	63.8°	10.1°	17.5	+18.6°	Brestein(1988)

W 示采样点在敦化-密山断裂带的西侧；E 示采样点在敦化-密山断裂带的东侧。

2）老第三纪沿断裂形成众多张性盆地，说明当时断裂带处在相对引张环境中。

3）老第三纪以后沿断裂带形成了众多的逆断层，说明该断裂在老第三纪以后受到较明显的挤压。

另外，在敦化-密山断裂带，姚大全（1988）取得其糜棱岩 K-Ar 年龄为 183 Ma。王义文（1984）[1] 在敦化-密山断裂与中朝板块北缘交会区的东侧做的中生代火成岩同位素数据表明，45 套样品中脉岩的 K-Ar 年龄集中在 125 Ma 和 150～180 Ma 两个峰值区上；侵入岩的 K-Ar 年龄值集中在 135 和 180～200 Ma 两个峰值区，其中均有一高峰值，即 180 Ma 左右。在印支晚期敦化-密山断裂受到两种主压应力作用，一种为近南北向，一种为北西—南东向；这两种挤压应力为敦化-密山断裂带印支晚期的形成创造了条件，所以，敦化-密山断裂形成的启始时间是在印支晚期。

敦化-密山断裂带左行平移的距离。从宏观上看，敦化-密山断裂带左行错开中朝地块北缘断裂达 150 km；徐嘉炜（1992）认为敦化-密山断裂带左行错开那丹哈达褶皱系达 200 km。在地球化学方面，张理刚等（1993）认为敦化-密山断裂带左行错开中生代花岗岩同一地球化学省达 400～450 km。在古地磁方面，虽然各家的数据大小有异，但共同点是在晚白垩世以前敦化-密山断裂带存在左行平移。

作者认为敦化-密山断裂带的左行平移在不同地段是不等量的。在中朝地块北缘，由于近东西向的构造带与敦化-密山断裂相交，那么敦化-密山断裂带在左行平移时必会在此处大规模消减平移量，再加上吉黑褶皱系是一个相对中朝地块易变形的"活动区"，这也会消减位移量，所以，敦化-密山断裂带从南至北的位移量是逐渐减小的。作者认为它中生代的最大总平移量不小于 200 km。

11.2.2 郯庐断裂带北段其他各分支断裂地质特征

1. 依兰-伊通断裂地质特征

（1）地球物理特征

在磁力场中表现为负异常值－50～－300 nT 的北东向异常带，而两侧总体都在航磁正负异常近于零值线附近。在重力场中，依兰-伊通断裂两侧边界表现为密集的重力梯度带，这在吉林省的伊通—双阳一线表现明显，其水平变化梯度大于-1×10^{-5} m/s^2/km。在断裂带西侧总体为重力高，异常值在$(0\sim\pm10)\times10^{-5}$ m/s^2，长轴方向为北东向；在东侧为重力低，异常值在$(-10\sim-20)\times10^{-5}$ m/s^2，长轴方向以近东西向为主（图 11—3）。依兰-伊通断裂带两侧的地壳厚度也有很大不同，断裂东侧地壳厚在 34～37 km，在西侧地壳厚度主要在 33.5～35 km 之间，而依兰-伊通断裂本身是两侧地壳厚度变换的陡变带（图 11—4）。

（2）依兰-伊通断裂地质特征

依兰-伊通断裂切割了吉黑褶皱系、中朝地块及佳木斯地块，在断裂带内沉积了巨厚的早白垩统（K_1）和老第三系（E）。在吉林的岔路河地区，早白垩统厚过千米，其上的老第三系厚度也在千米以上，表明在早白垩世及老第三纪断裂表现为强烈的引张。

其次，依兰-伊通断裂带表现为强烈的挤压。断裂带内形成了众多的逆断层，多处见到前下白垩统逆冲覆盖下白垩统及老第三系；在地震剖面中也可见老第三系常被较早地层逆冲覆盖（姚大全，1988）。可见逆冲作用主要发生在新第三纪以后。侏罗纪欧亚大陆东侧的近东

[1] 王义文，关于夹皮沟金矿成因的同位素证据，1984。

西向挤压(张宏,1994)对该地区也会有影响;早白垩世敦化-密山断裂带的左行平移期间,处在同一构造背景下的依兰-伊通断裂也应有小规模的剪切。

关于依兰-伊通断裂带形成期问题。王五力(1990)认为它在印支期就已存在;刘茂强认为它主要是在早白垩世形成的。笔者认为依兰-伊通断裂是早白垩世最终形成的。主要证据有以下三点:①在依兰-伊通断裂上不存在该断裂控制下沉积的前下白垩统,虽然在下辽河地区有上侏罗统分布,但它不局限在该断裂带之内。②依兰-伊通断裂没有控制中、晚侏罗世的火山岩沉积盆地。在依兰-伊通断裂的两侧,中、晚侏罗世的火山作用较强烈,分布在断裂带东西两侧的火山岩沉积盆地中,然而在断裂带内部却没有分布。例如在双阳盆地附近,中侏罗统的夏家组,上侏罗统的德仁组、久大组或石岭组中的火山岩发育,而靠近依兰-伊通断裂时火山沉积作用却逐渐变小,以至尖灭。③在依兰-伊通断裂内普遍沉积了早白垩统,并与下伏古生代岩体及老地层直接接触。当然在依兰-伊通断裂附近有一些燕山早期岩体长轴以北东向为主,和断裂带走向一致;但是此现象未必是依兰-伊通断裂带控制下形成的,因为此时该区受到了最大压应力方位为近北西—南东向的挤压(刘茂强等,1993),该应力可控制并形成长轴方向为北东—南西向的岩体,再者燕山早期岩体的分布不局限于依兰-伊通断裂附近,在邻区也有大量分布。

2. 鸭绿江断裂地质特征

在我国的东北,鸭绿江断裂南起辽东的丹东,经中朝边界进入吉林省通化地区的集安、两江,然后进入长白山玄武岩覆盖区,再经明月镇经安图至天桥岭一线,总体走向北东向。

在地球物理场中,鸭绿江断裂以负重力场为主,其等值线长轴方向大体呈北东向展布,在安图南部有局部近东西向异常,这是反映中朝地块北缘断裂带的近东西向展布特征。以此东西向异常为界,鸭绿江断裂带北段 Δg 等值线宽缓,南段陡密。在航磁中,鸭绿江断裂带 ΔT 等值线长轴亦呈北东向展布,并且以安图为界分为南北南段。南段 ΔT 等值线宽缓,异常长轴较稳定;北段 ΔT 等值线为扁豆状,轴向变化复杂,零乱(董南庭等,1994)。

鸭绿江断裂的活动具有多期性,总的来说,断裂带上存在两种构造表现形式:一种为张性构造,另一种形式为压性构造。

(1) 鸭绿江断裂压性构造

沿该断裂发育各种构造岩,如糜棱岩、初糜棱岩、碎裂岩等。它们构成一条或多条北东向的韧性剪切带,总宽度由几公里到十几公里。这在辽宁的丹东附近,吉林的闹枝沟一带,松江到明月镇、庙岭到天桥岭一线表现明显。

在丹东附近鸭绿江断裂带倾角在 68°～80°,倾向北西,断面上擦痕发育,值得注意的是在丹东市的东侧到四道沟、五龙背至铁甲水库一线发育几条较大型的北东向韧性逆冲断裂,它们多以南东倾为特征,倾角 60°左右,断裂内糜棱岩发育,同时拉伸"a"线理在糜棱面理上表现为斜冲线理,反映断裂具有由南东向北西的斜向逆冲。应指出本韧性构造在丹东的下白垩统小岭子组中并不存在。申永治(1986)对丹东及临近区的韧性构造中的糜棱岩做的 K-Ar 等时线年龄为 122 Ma 左右,但由于该糜棱岩在小岭子组中不发育,故此该年龄偏小,考虑到此时鸭绿江断裂所受的力学性质和大地构造环境,认为该糜棱岩的形成年龄应为晚侏罗世。

在吉林的临江—闹枝—明月镇一线,鸭绿江断裂断续出露。断裂切割了上三叠统,中、晚侏罗统及燕山早期花岗岩;使古老太古宇变质岩系、震旦系与侏罗系呈压性断层接触;并切

割了侏罗系中的东西向断层，表现为逆时针错动，左行位移达 30 km。说明该段的主要形成时期在晚侏罗世晚期（或晚侏罗世以后）。

在该断裂带的北段安图—庙岭—天桥岭一线，见晚三叠世、侏罗纪、白垩纪地层和印支晚期、燕山早期岩体总体呈北东向展布。从它控制印支晚期岩体、火山岩并控制燕山期岩体等特征说明鸭绿江断裂的北段（安图—天桥岭）印支晚期就已存在，此后多次活动。

（2）鸭绿江断裂带张性构造特征

该断裂带的张性构造，指沿带分布的下白垩统的小型火山岩沉积盆地，如辽东的新义州、古楼子、万宝，吉林的松江、朝鲜的中江附近及吉林安图北的屯田农厂等地均有下白垩统小岭子组及相应层位沿带分布，同时在该层位中有较多的早白垩世火山岩，说明在早白垩世本断裂带具有一定的引张性质。应注意的是在朝鲜的中江附近，下白垩统沿带左行错开 10 km。在朝鲜，载宁江运动是以形成鸭绿江侵入岩群为特征，其年龄为 120 Ma（Lee Daisung，1987），此时在朝鲜境内形成了多条断裂带，并沿带形成有小型盆地，沉积了大宝群（K），这也为鸭绿江断裂在早白垩世的引张作用的存在提供了佐证。

11.3 东北东部重点地区中生代应力场特征

11.3.1 辽南金州—大连地区

1. 金州地区地质构造的再认识

辽南金州地区东西向及北北东向构造发育（图 11—7）。多年来争论的焦点是以大和尚山地区为代表的北北东向韧性剪切带的形成时代及其与该区其他构造线的关系。许志琴（1991）认为大和尚山的韧性剪切带形成于印支—燕山早期；崔克英认为它形成于燕山期；辽宁区测队[1] 认为它形成于印支期。

在金州地区出露的地层主要有作为基底的太古宇以及作为盖层的晚前寒武系及古生界。主要构造为近东西向构造和北北东向构造（同生北西西向“a”线理）（图11—7）。其中的近东西走向构造主要分布在以下两个地区。①在基底的内部，该区基底大部分岩层面理的走向以近东西向为主；并且，在基底中发育近南北向“a”线理（图11—$8a_1$），主要见于金州东的亮甲店附近。②在盖层中，主要发育在金州断裂以西的晚前寒武系顶部及古生界中（图11—$8a_2$）；金州南大东沟乡的由家村一带。另外，在金石滩地区也有一些近东西向构造。该区的北北东向构造以发育同生北西西向“a”线理（走向 300°～120°）、鞘褶皱、无根 b 型褶皱为特征（图 11—$8b_1$、b_2）。主要分布在基底的顶部及晚前寒武系的下部。这在大和尚山地区较发育，其中的北西西向“a”线理稳定而清楚。同时，金州以南的所有晚前寒武系盖层中同样存在北西西向“a”线理，只是发育程度较差，在晚前寒武系上部就更差。

为了确立金州地区这两种构造相互关系，笔者对龙王庙附近、大东沟乡的由家村一带及大和尚山这三个地区做了重点的研究。

（1）龙王庙地区

龙王庙地区指金州区以北，金州断裂以西、三十里铺以南的地区。地层主要有震旦系大

[1] 辽宁区测队，辽南金州地区 1：5 万地质图说明书，1994。

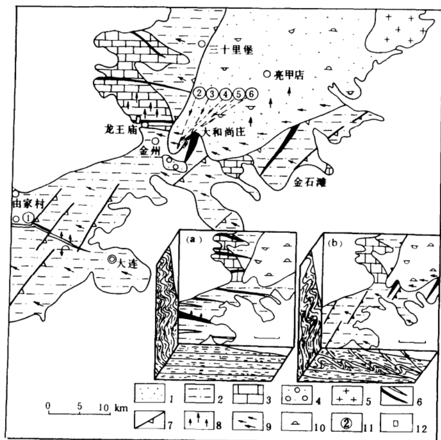


图 11—7 金州—大连地区构造简图

1—太古宇基底；2—晚前寒武系；3—古生界；4—中、新生界；5—花岗岩；6—褶皱轴；7—逆断层；8—南北向"a"线理；9—北西西向"a"线理；10—太古宇面理；11—重要采样点；12—剖面位置；(a)—印支期形成的东西向构造特点；(b)—燕山早期形成的北北东向构造特点；①714，②705-3，③9412-3，④9414-2，⑤9415-1，⑥9414-1

林子组(Z*d*)及古生界，古生界中的最新地层为石炭系。上述地层以整合及平行不整合接触为特征，并且同步褶皱，轴向均为近东西向。作者在该区的南侧龙王庙做实侧剖面一条(图11—9)，本剖面构造要素产状特点如下：

1）褶皱枢纽：不论是大林子组还是寒武系褶皱枢纽均为近东西向(图 11—10b_1、b_2)，反映两部分地层在褶皱形成时应力场具一致性。

2）轴面劈理：轴面劈理在大林子组中相当发育，在寒武系中不发育。大林子组中轴面劈理产状将以东向缓倾为特征(图 11—10a_2、c)。

3）轴面产状：寒武系中，轴面随褶皱变化倾角在不断变化；而大林子组褶皱轴面以东向缓倾为特征，形成了典型的枢纽为近东西向(东向缓倾)的平卧褶皱(图 11—8a_2)。

4）原生面理：剖面上的寒武系(及该区所有古生界)原生面理以南倾(或北倾)为主，倾向集中在170°左右，倾角在40°左右(图11—10a_1)，这里原生面理产状即为褶皱地层两翼的

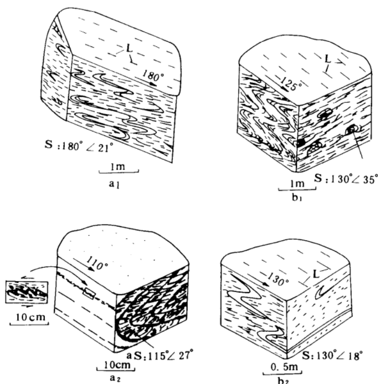


图 11—8 辽南金州地区构造特征图

1—矿物"a"线理；S—岩石中的面理；as—褶皱轴面；a_1—亮甲店太古宇中的东西向页理及矿物生长线理；a_2—龙王庙大林子组中的东向缓倾的东西向平卧褶皱及其运动特征；b_1—大和尚山糜棱岩中的鞘褶皱及"a"线理特征；b_2—大和尚山糜棱岩中的无根小褶皱及"a"线理特征

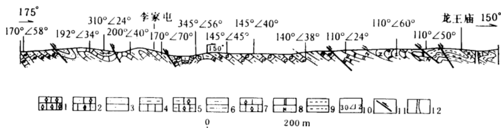


图 11—9 金州龙王庙—李家屯实测剖面图

1—张夏组灰岩；2—西大山组灰岩；3—西大山组杂砂岩；4—毛庄组页岩、灰岩；5—葫芦套组灰岩；6—三里庄组页岩；7—毛家沟组灰岩；8—大林子组上段白云岩夹长石、石英砂岩；9—大林子组下段黄绿色粉砂质页岩；10—地层产状；11—逆断层；12—辉绿岩脉

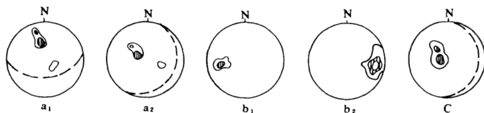


图 11—10 龙王庙—李家屯实测剖面构造要素赤平投影图(下半球)
等密线 2%～3%～7% a_1—寒武系原生面理产状法线投影图;a_2—大林子组原生面理产状法线投影图;
b_1—寒武系中褶皱枢纽产状投影图;b_2—大林子组中褶皱枢纽产状投影图;c—大林子组中轴面劈理法线投影图
(注:图中的大圆弧为法线的优选方位对应面理的投影)

产状。在大林子组中,面理以东向缓倾为主(100°～130°)(图 11—10a_2),剖面上大林子组中同时显示存在由南东东向北西西的运动特征(图 11—8a_2)。

剖面的上述特征说明寒武系的东西向褶皱是近南北向挤压形成的,而大林子组东西向褶皱中东向缓倾的面理是近东西向挤压形成的。说明该区的构造是两期应力作用叠加的结果。这里,首先应注意的是岩性:寒武系以灰岩为主,一旦褶皱不易再改造变形;相反,大林子组以(粉砂质)泥页岩为主,岩石可塑性极强,极易褶皱改造。如果我们假设近东西向挤压应力在先,而近南北向挤压应力在后。这样大林子组中的泥页岩应形成更强烈的两翼为南倾(或北倾)的东西向褶皱。褶皱中面理也应以南倾或北倾为主,而不应是以东向缓倾为特征。可见,这种假设不成立,说明近南北向挤压在先。

应提出的是,在金州地区以大和尚山地区为代表的韧性剪切带中同样存在着大量近东向(或西向)缓倾面理[1],并且它们内部的众多构造要素特征(如面理、部分枢纽、轴面等)和龙王庙大林子组中的同类构造要素具有相同或相近的产状特征,说明它们是在同一区域应力场中形成的。所不同的是龙王庙大林子组中不存在稳定的北西西向"a"线理及鞘褶皱,这和大林子组的层位有关:大林子组位于晚前寒武系顶部,地热温度和静水压力较下部地层低。而且从全区看,在这次近东西向挤压而引起的向西的运动中,晚前寒武系下部(仅指金州、大连地区)是一个滑动、滑脱层(许志琴,1991;崔志英等,1986),在这种滑动机制下,作为上层的大林子组,它只能是相对的以被"带动"为主,而未直接受到很强的驱动,所以在大林子组中不发育北西西向"a"线理是正常的。

(2)大东沟乡由家村地区

在金州南大东沟乡的由家村地区存在一个规模较大的东西向褶皱发育区,为一大型倒转复式褶皱组。该区原为东西向的面理受到后期构造的叠加,即该地区透入性地发育滑劈理构造,滑劈理走向北北东左右,倾向南东东,倾角 20°～50°。滑劈理明显切割了先存的近东西向褶皱系(图 11—11)。同时该处地层中发育走向为北西西向的拉伸"a"线理,并且这种"a"线理在辽南晚前寒武系中大量存在,而且和大和尚山地区的北西西向"a"线理反映相同的构

[1] 辽宁省地矿局区测队 1:20 万区测报告,旅大幅,1972。

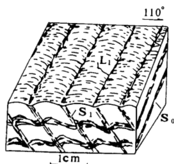


图 11—11 辽南由家村地区滑劈理构造示意图

S_0—原生面理；S_1—滑劈理；L_1—与滑劈理同期形成的"a"线理

造运动学特征，是同一背景下形成的。研究表明该区的北西西向"a"线理与滑劈理是同期形成的。

1）它们反映的最大压应力方位相同。走向为北西西向的"a"线理反映南东东—北西西向的挤压应力。该区滑劈理走向北北东，同时宏观上存在明显的由南东东向北西西向的运动趋势（图 11—12），说明滑劈理也是在南东东—北西西向压应力场中形成的。

2）滑劈理与"a"线理不存在交切关系。宏观上看滑劈理带是"a"线理弯曲切割区（图 11—10）；但是在微观中，滑劈理的实质是对原构造的滑动折曲。"a"线理在滑劈理带内及带外是连续的，不存在两者的交切关系，"a"线理是在滑劈理形成过程中由于存在由南东东向北西西向运动的同时产生的。

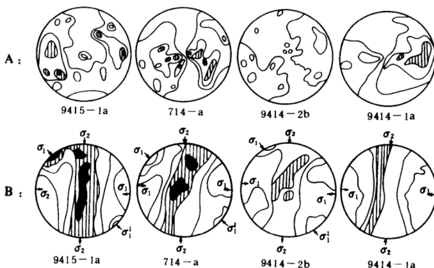


图 11—12 辽南 X 射线岩组图

A—石英 $10\bar{1}$ 极图：9415—1a 等密线 1～1.3～2～2.5～3、714—a 等密线 1～1.25～1.5～2、9414—2b 等密线 1～1.25、9414—1a 等密线 1～1.25～1.5；B—石英 c 轴图

可见，大东沟乡由家村地区的北西西向"a"线理的形成晚于该区晚前寒武系东西向褶皱的形成；同理辽南以大和尚山地区为代表的韧性剪切带及其北西西向"a"线理形成之前，由家村地区的近东西向构造线已经存在。

（3）大和尚山地区

大和尚山地区的面状韧性剪切带是辽南韧性构造的典型代表（图 11—7(b)），其中"a"线理走向为北西西向的糜棱岩极为发育。作者根据新的同位素数据及野外证据，认为其主要

是燕山早期形成的。

1）该区糜棱岩的^{40}Ar-^{39}Ar年龄为153.1 Ma±1.9 Ma，144.6 Ma±1.1 Ma，152.9 Ma±0.4 Ma。采样点位于响水寺附近，为典型的糜棱岩（标本号705-3），测试矿物为糜棱岩中的白云母，该年龄大致代表糜棱岩的形成年龄。

2）该区糜棱岩形成的上限年龄为132 Ma左右。作者在该区工作中发现有一种后生白云母，采样点在朝阳寺附近（121°46′，39°06′），标本号为9412-3。本白云母产于典型糜棱岩带上部的糜棱岩化岩石中，但白云母自型程度较好，只见波状消光，无糜棱化现象，云母内含较多的包裹体。因此，该同位素年龄可确定本糜棱岩形成的上限年龄。

3）许志琴（1991）认为大和尚山地区太古宇的后期变质年龄在127～183 Ma，说明该区最后一次最强的热变质作用在燕山早期。在大和尚山地区，"a"线理走向为北西西向的推覆构造是该区构造作用表现最强的一次，同时不见后期强构造热作用去改造它，这和同位素数据相吻合，说明该构造是燕山早期形成的。

就整个辽南地区而言，最新的古生界为石炭系。该地区石炭系—青白口系各组之间多是以整合及平行不整合接触为特征，无明显角度不整合，说明在这些地层的形成期间该地区没有受到强的构造运动的影响，所以目前所见到的从青白口系到石炭系的东西向褶皱均是石炭纪以后形成的。这里，由于石炭系的卷入，显然不是加里东运动的结果，同时该区亦很少见海西期岩浆岩及同位素踪迹，相反印支期岩体在该地区大规模侵入，并得到了众多同位素数据的证明（辽宁省地质矿产局，1989），说明从从青白口系到石炭系的同步褶皱应在印支期。再者，该区东西向构造线又为大和尚山地区的韧性剪切带切割，也进一步说明东西向构造应形成于印支期。

辽南X射线岩组分析的结果进一步证明辽南地区中生代主要受到两期构造影响（图11—12）。在大和尚山地区的标本，其超糜棱岩的岩组图表现为明显的一次性挤压，且以柱面组构为主（9414-1a），而其中的糜棱岩化岩石的岩组图上表现为双向二次挤压（图11-12、9415-1a、9414-2b中的σ_1、σ_1）金州南由家村地区，其宏观上明显受到两期构造作用的影响，同时它的岩组图也明显反映出两次挤压作用（图11-12、714-a中的σ_1、σ_1），即9415-a、714-a、9414-2b的岩组图非常相似，这也说明大和尚山地区推覆构造形成之前，该地区有一次强的构造事件。

此外，与辽南地区同处在中朝地块东南侧的本溪及朝鲜的平南地区印支期均以形成东西向构造线为特征。在本溪地区下三叠统（郑家组）与下部古生代及晚前寒武系以整合或平行不整合接触为特征，并在晚三叠世同步褶皱，轴向以近东西向为特征。在朝鲜半岛平南地区的平安群（C_2—T_1）与下伏古生代及晚前寒武系以整合或平行不整合接触为特征，在印支期同步褶皱形成东西向构造线。这也为辽南印支期形成东西向构造线提供了佐证。

辽南地区印支期以形成东西向构造为特征，燕山早期以形成北北东向的韧性剪切构造为特征。该演化特征的确立是与中朝地块中生代演化特征相吻合，同时也将修正过去对辽南地区地质演化史以及地质特征的认识。如该地区存在有较多的轴向为近东西向，但轴面以东向缓倾为特征的东西向褶皱，它们应是印支期形成的东西向褶皱在燕山早期的再利用。

2. 辽南金州—大连地区印支期的地壳缩短问题

笔者把辽南金州—大连地区划分为四个构造小区（图11—13）。其中的Ⅳ区是平衡剖面分析的理想地区。

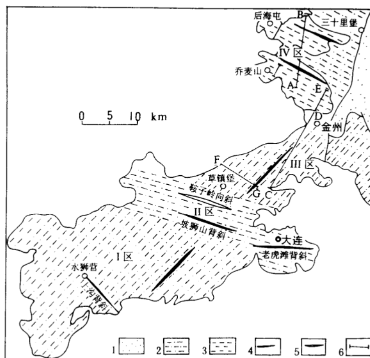


图 11—13 辽南构造分区简图

1—太古宇;2—上前寒武系;3—古生界;4—背斜;5—向斜;6—剖面位置

“Ⅳ区”古生界东西向褶皱是典型的弯滑机制下的纵弯褶皱,以等厚褶皱为特征,并且不发育与原层面交角大于40°的劈理,即岩层褶皱过程中应变极小。可见本区古生界完全具备制作平衡剖面的基本条件。工作中,我们采取线长平衡为主,并辅之以面积平衡。如在后海屯,乔麦山子地区,测量时把野外观测及1∶5万、1∶20万地质图结合运用,直接测出褶皱中单层灰岩的长度;在出露不全地区,特别是转折端,采用面积平衡和线平衡共用的方法。面积平衡时地层原始厚度以该地区地层的区测厚度为准。该区古生界以灰岩为主,有少量石英砂岩,岩层间的塑性差异较小,层间差异运动量较少,并且毛庄组(后营子组)以上层位以等厚褶皱为特征,即不存在强变形岩层,这就为平衡剖面的建立提供了更有利的条件。如果缺失某一指定的标志层时,可在缺失区找出替代层,并结合它们在褶皱中的相对位置关系,换算出标志层应具有的长度。

本区平衡剖面的建立是基于以下几个地区的野外观测(图11—13)。一是后海屯,其标志层为西大山组、张夏组,在上述两组地层缺失区以葫芦套组为替代层;二是乔麦山,标志层为张夏组、西大山组;三是以该区1∶5万地质剖面图为依据,作重点地段的观测,并进行标志层长度的测算(如 *AB*、*DE* 段),据此计算标志层总长度(l_0)。以上四条剖面测量数据与计算结果见表11—3。从表11—3看出,后海屯段、乔麦山段及 *DE* 段的缩短量接近,在15%～20%之间。至于 *AB* 段的结果存在以下问题,其估测数值部分是根据褶皱形态而定,然而褶

皱翼部产状在地表下的延伸形态对数据影响很大，并且褶皱在地表下的延伸形态由于人的认识的差异而有较大差别。再者，剖面中震旦系的可塑性较强，也会引起计算结果误差。所以说Ⅳ区地壳的缩短量在15%～20%左右是可信的。

表 11—3　金州地区平衡剖面测量数据一览表

剖面号	剖面长 l_1 / km	标志层原始长(l_0) / km	缩短率$(l_0-l_1)/L_0$ / %
大后海段	4.35	5.49	20.7
乔麦山段	3.0	3.52	14.8
AB 段	13	22.4	41.9
DE 段	7.1	8.6	17.44

至于金州以南"Ⅱ区"，虽然地层以东倾或西倾为特征(图 11—14，*FG* 段)但是在近南北向剖面中，近东西向褶皱也较发育，并且发育程度和金州以北地区相近(*CD*段)，至于其中的"箱状"褶皱应与后期近东西向挤压作用的叠加有关，所以笔者认为"Ⅱ区"印支期的地壳缩短率和"Ⅳ区"应是相近的。"Ⅰ区"，鞍子岭向斜为一较宽缓褶皱，坡狮山背斜北翼内部(即长岭子组)的褶皱作用强烈，其中同斜褶皱、柔褶十分发育，并有糜棱岩及南北向"a"线理，所以只就长岭子组而言，它的缩短率很大，应比"Ⅳ区"的缩短率大得多。但是，长岭子组(页岩、板岩)这种强塑性岩石的变形往往不能准确反映地壳的缩短量。再者，从鞍子岭向斜中灰岩的褶皱情况看，它和"Ⅳ区"灰岩的褶皱程度相近，所以说，"Ⅰ区"和"Ⅳ区"在印支期的缩短率应相差不大。"Ⅰ区"除水狮营—上沟—线的北西—南东向构造外，其他地区东西向构造不发育，反映该区印支期地壳的缩短率较小。

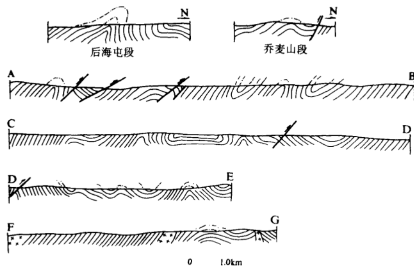


图 11—14　金州地区构造剖面分析简图

由此可见,“Ⅱ、Ⅲ、Ⅳ区”印支期的地壳缩短率相近,而南北间距离较大的“Ⅰ区”在印支期地壳缩短率比“Ⅱ、Ⅲ、Ⅳ区”要小得多。所以就整个辽南地区而言,其印支期的地壳缩短率应小于20%,笔者认为辽南金州—大连地区印支期地壳缩短率应按15%计算为宜。

11.3.2 本溪地区

该区有作为基底的太古宇鞍山群,盖层由青白口系,震旦系、古生界直至中、下三叠统组成,主要断裂为偏岭断裂和财神庙-兴隆山断裂(图11—15)。

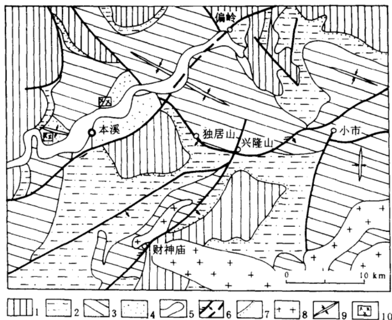


图 11—15 本溪地区地质构造简图

1—太古宇;2—上前寒武系;3—古生界;4—中生界;5—第四系;6—断裂及推测断裂;7—不整合界线;8—中生代岩体;9—向斜轴;10—古应力测算区

1. 古应力场特征

通过节理数据的分析和对比,表明下三叠统的郑家组和下白垩统的小岭子组中共轭剪节理反映的最大压应力均为近南北向。但两组地层具不同的地质特征,所反映的应力方位为不同期构造运动的应力方位(表11—4)。下三叠统的郑家组与古生界整合接触,并且同步褶皱,而下白垩统小岭子组与古生界为角度不整合,是分别属于不同的构造层。并且古生界中的节理恢复后与郑家组一致而与小岭子组不协调。说明奥陶系与下三叠统郑家组中的该套节理系同时形成,而且 σ_1 的方向与本纵弯向斜的轴近垂直,说明它们是该褶皱形成期同一应力场下的产物。

表 11—4　本溪地区共轭剪节理数据分析一览表

地层	节理数据		应力方位		
			σ_1	σ_2	σ_3
奥陶系(O)	(293°∠66° 320°∠82°	76°∠71° 72°∠80°)	197°∠16°	18°∠75°	286°∠2°
	(305°∠56° 318°∠75°	244°∠84° 250°∠73°)	8°∠4°	272°∠69°	98°∠22°
下三叠统(T_1)	349°∠76°	240°∠76°	116°∠22°	292°∠68°	25°∠5°
	340°∠79°	90°∠78°	214°∠34°	35°∠56°	206°∠1°
	320°∠60°	70°∠58°	195°∠45°	16°∠45°	286°∠1°
	318°∠80°	70°∠80°	194°∠17°	13°∠73°	105°∠2°
	310°∠75°	60°∠72°	185°∠28°	9°∠62°	272°∠2°
	322°∠70°	68°∠68°	193°∠40°	27°∠50°	288°∠6°
	142°∠76°	60°∠75°	189°∠8°	82°∠64°	286°∠26°
	318°∠75°	250°∠73°	12°∠2°	278°∠70°	103°∠19°
	145°∠81°	57°∠80°	191°∠1°	100°∠75°	282°∠14°
下白垩统(K_1)	300°∠75°	40°∠70°	168°∠26°	0°∠63°	262°∠4°
	295°∠67°	51°∠65°	174°∠52°	345°∠47°	264°∠2°
	291°∠80°	48°∠75°	167°∠22°	356°∠68°	263°∠3°
	285°∠75°	40°∠72°	165°∠30°	40°∠60°	255°∠2°
	115°∠75°	43°∠72°	168°∠2°	69°∠70°	260°∠20°

注：奥陶系中的数据，括号内为原始产状，括号外的为地层绕褶皱轴转至水平的产状；应力方位为旋转后数据的应力方位。

这里，笔者对郑家组(T_1)和小岭子组(K_1)中的节理优选基于以下原则：以寻找地层中最早期并较发育的节理组为对象。本节理组反映的应力状态分别代表郑家组、小岭子组形成以后所受到的较强并且是较早期次的应力作用的结果。

2. 本溪地区中生代构造运动的多期性

本溪地区自青白口纪至早、中三叠世构造运动微弱，仅加里东运动使该区在中奥陶世以后显著抬升，并延至早石炭世，从而形成中奥陶统与下、中石炭统之间的平行不整合接触。中三叠世以后，上前寒武系、古生界直到中、下三叠统同步褶皱，向斜核部最新地层为下、中三叠统，而该区的侏罗系，白垩系零星分布在褶皱的不同部位。

该区的断裂活动具多期性。财神庙-兴隆山断裂走向 NE—SW，倾向南东，倾角 30°左右。在财神庙，钓鱼台组及南芬组中糜棱岩发育，其中的线理产状集中在 90°∠7°左右；但燕山晚期花岗岩并未见糜棱岩化现象，说明糜棱岩(断裂)形成于燕山晚期以前，当时运动方向为近东西向。在兴隆山南部见钓鱼台组、南芬组逆冲到寒武系之上，说明本断裂为一压性逆冲韧性构造带，反映当时的最大压应力方位为近东西向。同时，财神庙-兴隆山断裂切割上前寒武系直至上石炭统及其褶皱，说明郑家组中反映的近南北向挤压应力在先，而财神庙—兴

隆山受到的近东西向挤压在后。偏岭断裂走向北东，倾向南东，下白垩统的小岭子组沿断裂带分布。在本溪市南小岭子组与鞍山群的交界处，明显见小岭子组受挤压破碎，断面擦痕发育，优选方位 150°∠53°，擦痕优选方位 31°∠16°，擦痕线理在大峪组(K_2)中不发育。说明该断裂在早白垩世(燕山晚期)有一定的左行平移性质，也反映早白垩世该地区受到的最大压应力方位为近南北向。这与断裂带北侧小岭子组反映的应力场特征相同，说明本地区在早白垩世以近南北向挤压作用为特征。

另外就整个太子河流域的上前寒武系直至下、中三叠统而言，它们的同步褶皱是以宽缓开阔的向斜为特征，很多地层多近于水平。褶皱形成后由于受到南东—北西向断裂的改造形成目前状态。如果把该地区各断裂的"位错"回零，即把对应地层根据各断裂性质重新对应起来，并把后期近东西向挤压时形成的北东、北北东向小褶皱展平，则会发现，在上述地层同步褶皱时，该地区形成的是一个大的极宽缓的纵弯向斜，也说明当时受到的近南北向挤压应力并不强烈，没有在该地区形成明显的地壳缩短。

11.3.3 辽西及吉林东部地区

1. 辽西地区

辽西地区是一个构造作用相对活跃的地区。印支运动和燕山运动对该地区的影响显著。李思田等(1988)对辽西的阜新-义县盆地进行了详细的研究，认为北北东向构造主要是燕山期的产物。

就整个辽西地区而言，从晚三叠世到晚侏罗世(即从老虎沟组到土城子组)，沉积盆地规模从小到大，沉积厚度逐渐增强，火山作用由弱到强(辽宁省地质矿产局，1989)，并且盆地长轴方向一直以北东、北北东向为特征，这也就从沉积作用、火山活动方面说明了辽西地区从晚三叠世到晚侏罗世是坳陷作用增强直到断陷形成的过程。辽西中生代侵入岩以燕山早期为主，花岗岩以"I"型为主，并且有沿北东、北北东向构造线分布的特征，以上特征说明从印支晚期到燕山早期辽西处在近南东—北西向挤压环境之中。

2. 浑江地区

主要指桦甸—两江一线以南，敦化-密山断裂以东的吉林省内。该地区北东、北北东向褶皱作用强烈，并多以盆地的形式出现，如浑江盆地、柳河盆地、样子哨-鞍子河盆地、果松盆地等。笔者认为这些盆地主要形成于燕山早期。

(1) 地层及构造特征

侏罗系在该区分布广泛，从早侏罗世到晚侏罗世分布面积急剧增大，煤层减少，而火山物质增加，并且厚度由下侏罗统的几百米增至上侏罗统的上千米。同时整个侏罗纪盆地以北东、北北东走向为特征，更值得注意的是侏罗纪各时期地层与下伏古生界及更老地层之间均以角度不整合接触为特征，并且沉积盆地长轴方向与下伏前中生代地层向斜的长轴方向一致，且位居前中生代地层向斜的核部(如浑江地区样子哨-鞍子河盆地)。根据纵弯褶皱与主压应力的关系说明：在侏罗纪本地区处在北西—南东向的挤压环境中。

下三叠统主要分布在闹枝沟一带，为短轴东西向盆地，说明印支期该区并非是北西—南东向挤压。如果是的话，在侏罗纪北西—南东向的挤压应力之下，下三叠统的褶皱长轴方向应是典型的北东、北北东向。

(2) 岩浆作用

该区印支期岩浆作用十分微弱，早印支期岩体仅见于通化的大泉源、七道沟等地，晚印

支期岩体以义和盆地闹枝南的四方顶子岩体为代表。然而同印支期岩体相比，燕山早期岩体极为发育（吉林省地质矿产局，1988），规模相当巨大。

（3）从区域上看，晚三叠世，朝鲜的平南地区、中国辽宁的本溪、金州、大连地区均处在近南北向挤压应力之下，而浑江地区与这些地区均位于一个地块之上，又是临区，因此其区域背景应相近。

3. 吉林小区和延吉小区

指松辽盆地以东海河口—桦甸—两江一线以北的吉林省的“活动区”。

本地区进入晚古生代以来，尤其是早石炭世到早三叠世各时代地层之间以整合或平行不整合接触为特征，花岗岩体以“S”型和“A”型为特征；晚三叠世的运动以强烈的褶皱作用为特征，其长轴主体方向呈北东—南西向展布，使上三叠统与以前地层形成明显角度不整合，花岗岩体多具“I”型特点。上三叠统及以后的侏罗系褶皱或向斜盆地均以北北东向为主，如双阳盆地、蛟河盆地、天桥岭向斜盆地、六道威子盆地、永吉盆地等，反映该区进入晚三叠世到侏罗纪一直处于近东—西向的挤压环境之中。

根据以上东北各区及郯庐断裂带北段的构造分析，可对东北地区中生代的应力场特征作如下总结，见表 11—5 所示。

表 11—5　东北各区中生代不同时期最大压应力特征简表

地　区	印支期	燕山早期	早白垩世	资料来源
大连地区	近南北向挤压	近南东东—北西西向挤压		本　书
本溪地区	近南北向挤压	近东—西向挤压	近南北向挤压	本　书
辽西地区	晚期近东—西向挤压	近南东—北西向挤压		本　书
浑江地区	近东西向挤压	近南东—北西向挤压		本　书
吉林小区 延吉小区	晚期受到近北西—南东向挤压	近东西向挤压		吉林省区域地质志，1988
那丹哈达地区	近东西向挤压	近东西向挤压		赵春荆，1994 邵济安，1992 汉丘克 A. N.，1993
伊通—舒兰地区	早期近北西—南东向挤压	近东西向挤压		刘茂强等，1993
敦-密断裂 上桦甸地区			近南北向挤压	本　书

11.4　郯庐断裂带北段中生代的演化

11.4.1　印支期(230～180 Ma)

印支期我国东北地区（研究区）的大地构造环境是不同的，大致可分为两个区。一分区（Ⅰ）位于敦化-密山断裂以东，桦甸—两江一线（北缘断裂）以南的中朝地块区；二分区（Ⅱ）是指辽西及吉黑东部地区（图 11—16a）。以上两分区印支期在应力场、岩浆岩方面存在明显差异。

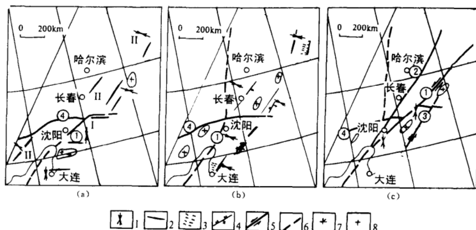


图 11—16 郯庐断裂带北段中生代构造演化简图

1—最大压应力方位；2—主要构造线走向；3—拉伸线理走向及分布；4—推覆构造；5—走滑断裂；6—性质不明断裂；7—"S"型花岗岩；8—"I"型花岗岩。①—敦化-密山断裂；②—依兰-伊通断裂；③—鸭绿江断裂；④—中朝地块北缘断裂；a—印支期(230～180 Ma)；b—燕山早期(180～135 Ma)；c—早白垩世(135～100 Ma)

一分区。印支期(230～180 Ma)以受到近南北向挤压应力为特征，地壳主要表现为近南北向缩短，其中辽南地区的缩短量最大，在15%左右，向北的本溪地区的缩短量微乎其微，而更向北的浑江地区印支期地壳的近南北向缩短量更小。辽南地区有大量印支期侵入体分布(225～200 Ma)，虽然岩体种类繁多，但花岗岩以"S"型为主体。值得注意的是一分区从辽南向北的印支期岩体锐减。结合当时的区域构造背景说明Ⅰ区的上述地质现象是中朝-扬子地块印支期拼合的结果(朱志直等，1984；朱鸿等，1991；Au Yiu，1991)。

二分区。印支晚期(200～180 Ma)是以受到近东西向(南东东—北西西)挤压为特征；并且在东缘(吉黑两省东侧陆缘)侵入大量"Ⅰ"型花岗岩(200～190 Ma)。应指出的是，以上两分区在印支晚期均应同时受到两种构造背景的影响。只是表现的强弱各有不同。一分区在南北向压应力的控制下也受到了东西向压应力的影响。同理，二分区，南北向挤压也有影响，只是影响很小，所以主要表现为东西向压应力控制之下的地质特征。

此时敦化-密山断裂带南段(北缘青茶馆以南)已经存在(见表 11—6)。在北缘以北地区，主要是受到近东西向挤压，而在北缘附近及以南地区的敦化-密山断裂带作为印支晚期两种应力场的主分界线，它即受到近南北向挤压，形成剪切分力(但位移量很小)；同时又受到一定程度的近东西向挤压。鸭绿江断裂北段(北缘以北)在印支晚期主要受到近东西向挤压，所以形成了北北东向的挤压构造带及岩浆岩带(表 11—6)。

11.4.2 燕山早期(180～135 Ma)

进入燕山早期(主要指中、晚侏罗世)，东北地区处在同一个区域构造背景之中，即具有同样的构造特征、应力场特征和岩浆岩特征。

在构造方面均形成北东、北北东向构造。在辽西地区、大连地区、吉林东部地区，燕山早

表 11—6 郯庐断裂带北段各分支断裂带中、新生代各时期的主要断裂性质及主要证据简表

	敦化-密山断裂带(DMF)		依兰-伊通断裂带(YYF)		鸭绿江断裂带(YLF)	
	断裂的主要性质	主要证据	断裂的主要性质	主要证据	断裂的主要性质	主要证据
三叠纪(T)	T_3 为压剪性断裂(仅限沈阳—北缘青茶馆段)	①DMF 上的青茶馆、糜棱岩 K-Ar 年龄为 183Ma ②北缘 DMF 附近的中生代侵入体及脉岩的 K-Ar 年龄分别具有 180～200，150～180 Ma 两个峰值 ③印支期 DMF 的沈阳—青茶馆段同时受到两种区域应力场作用，即近南北向和东西向两种主压应力作用，这有利于压剪的形成			T_3 为压性断裂褶皱带(仅限于安图—天桥岭一线)	①晚三叠世的侵入岩及火山岩沿带分布，如：天桥岭地区 ②使上三叠统及古生代地层褶皱长轴北东向
侏罗纪(J)	J_3—K_1 为张性左行平移断裂带	①沿 DMF 在抚顺、清源、山城—桦甸、敦化等地形成长轴与 DMF 一致的多个断陷盆地 ②DMF 切割了那丹哈达岭地区的上侏罗统 ③DMF 切割了中朝地块北缘断裂带，左行距离约 150 km ④中生代花岗岩同一地球化学省被 DMF 左行错开约 400 km 左右 ⑤古地磁证据表明 DMF 在 K_2 以前具左行平移性质 ⑥此时近南北向的挤压应力促使 DMF 左行平移			J_3 近北西向挤压形成压剪性逆冲断层带	①沿带糜棱岩发育，以压性为主兼具左行剪切性质，错开北缘断裂带约 30 km ②本韧性构造不发育在 K_1 的小岭子组中 ③丹东的糜棱岩 K-Ar 值集中在 122 Ma
早白垩世(K_2)			为近东西向引张为主的断陷盆地带(具左行平移性质)	沿 YYF 形成下白垩统的断陷盆地，沉积厚度大	小规模的引张及左行平移	①在丹东等地沿带形成断陷盆地，地层主要为下白垩统 ②在朝鲜的中江附近下白垩统左行平移 10～20 km ③朝鲜的载宁山运动(120 Ma)以形成鸭绿江侵入岩群为特征，同时断裂发育，并在断裂内沉积了大宝群(K)
老第三纪	为东西向引张断陷盆地带	沿下辽河、抚顺、桦甸、穆棱等地形成老第三纪的断陷盆地	为东西向引张的断陷盆地带	沿 YYF，尤其是依兰-舒兰段沉积了大于千米的老第三系		
老第三纪后	近东西向挤压的逆冲断层带	沿 DMF 边缘产生众多逆断层，使断裂带两侧的地层逆冲到断裂带内的下白垩统及老第三系之上	近东西向挤压的逆冲断层带	沿 YYF 边缘产生众多逆断层，使断裂带两侧的地层逆冲到断裂带内的下白垩统及老第三系之上		

期形成了众多的北东、北北东向构造，如韧性剪切带(150 Ma 左右)、褶皱及火山岩沉积盆地。研究表明，那丹哈达岭地区的推覆构造主要形成于燕山早期(晚侏罗世晚期以前)(邵济安等，1992；孙革等，1992)。另外汉丘克 A.N.(1993)研究表明，与那丹哈达临区的俄罗斯境内的比金地区同性质的推覆构造主要形成在 150 Ma 左右。在朝鲜半岛，大宝运动(Daebo Orogeny 约 180～150 Ma)被认为是朝鲜半岛中生代以来最强的造山运动。该运动期推覆构造发育，它使沃川构造带产生强烈的走向为北北东，运动方向为近东西向的推覆构造(Lee Dai sung，1987)。

可见，东北亚地区燕山早期均形成北东、北北东向构造，说明此时均受到了近南东东—北西西向挤压(图 11—16b)。

此时的敦化-密山断裂、依兰-伊通断裂、鸭绿江断裂所处的位置均以受到近南东东—北西西向的挤压为主，各断裂带及临区均发生了一定规模的逆冲，但并不局限于断裂带所处位置，当时的挤压及其引起的逆冲是广泛的。由于各断裂带与主压应力近于直交，所以基本不具有平移。只是到了晚期，由于应力场由原来的近东西向逐渐向近南北向偏转，从而形成了鸭绿江断裂带上的韧性构造带，运动特征为逆冲兼左行剪切(表 11—6)。

11.4.3 早白垩世(135～100 Ma)

在早白垩世，东北地区地质特征明显不同于燕山早期。①首先是大规模火山喷发，并以沿北东、北北东向断裂带及火山岩-沉积盆地分布为特征。此时火山作用可遍布东北(研究区内)各个地区。②应力场特征发生明显变化，如桦甸附近及本溪地区均受到近南北向挤压，而不同于燕山早期的近东西向挤压。③侵入岩随年代变新侵位明显东移。④早白垩世岩石中钾质、碱质含量明显增加，但花岗岩仍以"I"型为特征。

以上特征说明早白垩世的东北地区既不是处在典型的挤压环境中，也不是处在典型的引张环境。从侵入岩的东移特征上看早白垩世继承了燕山早期的地质特征，即大洋向西俯冲之时大陆向东增生，使岩体侵位随之东移，但是东移的过程中钾质、碱质的增加说明了环境已有变化，并且应力场中主压应力由燕山早期的近东西向变为早白垩世的近南北向，说明早白垩世地质环境的特殊性。另外按正常规律讲，在距大洋较远的辽西地区从挤压环境变成具相对引张性质(早白垩世火山作用强烈)是正常的，但辽东及吉黑东缘大量火山岩的分布及断陷盆地的生成又十分令人费解，原因何在呢?

Maruyama(1986)认为，早白垩世(135～100 Ma)，作为原始太平洋板块一部分的 Izanaqi 板块此时正以向北高速运动为特征。运动方向为 NW12°—NNE2°，这种运动方向和欧亚大陆东缘形成小的交角，这就使得洋壳在俯冲的同时对欧亚大陆形成强烈的北向剪切分力，从而使东北地区各北东、北北东向断裂发生了强烈的左行平移(此时也可伴生一些东西向的盆地及逆冲构造)；同时，由于剪切分力的分流使得此时的压应力明显弱于燕山早期，从而使原来的东西向强挤压作用减弱，形成大范围相对引张，所以使北东、北北东向断裂在左行的同时相对引张，在东北地区形成普遍的火山岩的分布，也使得岩浆岩不具备典型"I"型花岗岩特点。

此时敦化-密山断裂、鸭绿江断裂、依兰-伊通断裂均以张剪为特征(图 11—16c)。只是不同断裂的位置不同，各断裂带性质也存在差异。依兰-伊通断裂带由于相对远离大洋，故相对引张较强，而剪切应力较弱，所以以引张形成断陷盆地为主；鸭绿江断裂带相对近临大洋，在受到近南北向挤压的同时，也受到当时洋壳的较强的侧向挤压，这既阻碍了其引张也限制了

它的左行平移，所以引张及左行平移作用均较弱；敦化-密山断裂带所处的位置恰介于两者之间，所以有较明显的左行平移并有一定规模的引张。再者由于上述三条断裂带所处位置的不同，使得断裂带的活动时间有所差异是正常的。

第十二章　郯庐断裂带沿线幔源包体的变形特征及其地质意义

郯城-庐江断裂带位于中国东部，是一条巨型的深源活动构造带，它从长江之北的广济市向北延伸，经过黑龙江省直达俄罗斯，总体成 NNE 走向，在我国境内出露长度就超过 2400 km(李等，1989)；该断裂带也是一个地震活动带，在过去的 2000 年内就曾有过 6 次 7 级以上的地震，其中最强的一次发生在 1668 年的莒县—郯城，震级达 8.5 级。

沿断裂带新生代碱性玄武岩断续出露。大部分的玄武岩中都包含了以橄榄岩为主的幔源包体，这为我们研究断裂带深部上地幔的物理状态、流变学特征提供了独一无二的机会。本书所研究的包体，采自于吉林省的伊通、吉林、辉南、桦甸、汪清，辽宁的宽甸，山东的临朐，安徽的女山和江苏的六合等地。各采样点玄武岩围岩的放射性年龄分别为：伊通玄武岩 21～7.8 Ma，吉林 22～4.9 Ma，汪清 6.3～2.1 Ma，临朐 21～11 Ma，女山 16.5～15.4 Ma，六合 16.3～8.6 Ma(刘若新等，1992)。很显然，它们都属于新第三纪和第四纪玄武岩。幔源包体成分主要为：二辉橄榄岩、方辉橄榄岩，部分纯橄榄岩及辉石岩(异剥橄榄岩)，绝大多数为尖晶石相。包体的大小由几厘米到几十厘米不等，最大的达 50 cm 以上，与全球其他地区的包体类似。图 12—1 为采样点的位置。

12.1　郯庐断裂北段幔源包体的主要特征

本书将郯庐断裂南、北两段幔源包体的变形特征分开来叙述，是因为南北两段的变形特征并不一致，它可能反映了断裂深部的上地幔具有不同的地幔动力学过程或者上地幔的物理特性不一致。

北段是指中国境内郯庐向北延伸部分，该段郯庐分为两支：一支称依兰-伊通断裂，另一支为敦化-密山断裂。样品采自于沿伊通断裂分布的前团山和后团山伊通火山岩群及敦化-密山断裂的桦甸和辉南火山岩群。为了便于对比研究，一些采自于郯庐断裂带以外的样品也同样作了研究，它们包括吉林的汪清和辽宁的宽甸(图 12—1)。

12.1.1　岩石学及结构特征

根据幔源包体的标型矿物组成和不同的原岩，郯庐北段这些幔源包体可分为三大类：①二辉橄榄岩型，主要由尖晶石二辉橄榄岩和方辉橄榄岩组成；②异剥橄榄岩型，一般都包含了富 Na、K 的火山玻璃；③辉石岩型：主要由尖晶石二辉岩和单斜辉石岩的火山原岩组成。本书仅讨论前两类。这些采样点的包体的外形或成棱角状，或成磨圆状，大小从 1 cm 到 10 cm 甚至更大不等。

包体在结构上的差异性指示了在侵位于围岩——玄武岩浆房以前所发生的不同的地幔作用过程。所见到的结构可以分为以下四类：

最原始的一类介于原粒状和碎斑状之间。本区未见典型的原变粒状结构。这种结构特

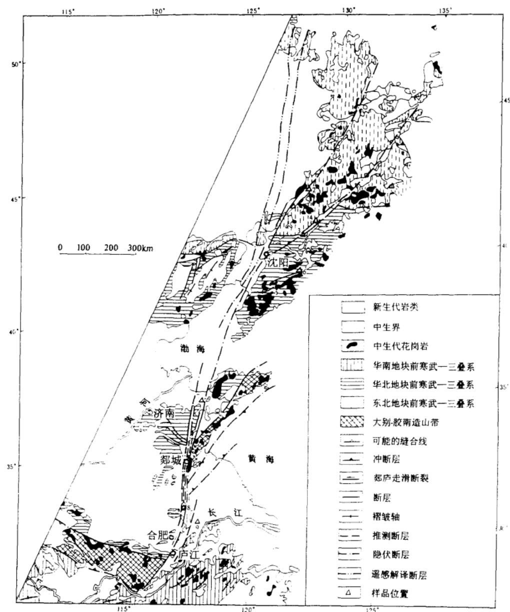


图 12—1　郯庐断裂带幔源包体样品位置图

图中的三角形和数字代表了采样点的位置，分别为：1—伊通；2—后团山；3—辉南；4—桦甸；5—汪清；6—宽甸；7—临朐；8—女山；9—六合

征为：斑晶粒度约为 2.5～4.0 mm 之间，橄榄石成曲线状边界，近似等轴，斜方辉石往往成不规则的边界，出溶页片不发育。橄榄石和辉石的重结晶颗粒不足 10%（图版Ⅳ—1），这类结构只占总体的约 5%，它的变形相对较弱。

碎斑结构的特征为出现残斑和重结晶的新生变晶。其颗粒粒度可分为两类：橄榄石和辉石残斑一般为 3～4 mm 大小，稍有拉长，部分出现曲线状边界，扭折带十分发育；新生变晶往往无应变，边界平直，呈 120°的三连点式边界(图Ⅳ—2)，这类结构占 35%。

他形粒状变晶结构表现为在包体中所有矿物组分近似等粒。由于几乎所有的矿物形态都成板状或等轴状，所以又可分为两大亚类：板状和等轴他形变晶结构。前者表现为板状颗粒定向排列，构成叶理(图版Ⅳ—3)，而后者表现为等轴颗粒边界平直，发育 120°三连点式晶界(图版Ⅳ—4)。这种结构也较多，占 35%。在部分样品中，碎斑结构同样可见，说明了它处于由碎斑结构随着重结晶作用的增加而向他形变晶结构转变阶段。

最显著的一种结构为糜棱结构，约占 25%。该类结构仅在郯庐断裂北段的包体中才有发现，其他地方很少有报道，目前所知的这类包体仅在 Sau Quintin、墨西哥和 Montferrier，法国(Cabanes 和 Mercier，1988)等地才有。这种结构的颗粒粒度极细(<0.3 mm)，叶理和拉伸线理十分发育，橄榄石和辉石残斑强烈拉长，沿叶理定向排列，拉长比率有时大于 10：1(图版Ⅳ—5)。部分样品中，细粒的橄榄石和辉石基质呈等轴粒状，具镶嵌结构，为 120°三连点式晶界(图版Ⅳ—6)。此外，富 Na、K 的火山玻璃或成细脉状或在空隙中充填(图版Ⅳ—7、8)。对此，林传勇等(1993)曾作过讨论。这类结构包体在我们所观察到的郯庐北段所有的采样点的包体中都有分布，但在郯庐南段的包体中并没发现。

总之，上述的几种结构类型反映了变形和重结晶作用的增强，同时也反映了郯庐北段深部上地幔相对更为复杂的变形过程。

12.1.2 包体中橄榄石的晶体组构

图 12—2 显示了各种结构类型包体中橄榄石颗粒的晶体优选定向。从图上看出在原变粒状包体中橄榄石的晶体定向性较弱(图 12—2)，而碎斑和他形变晶结构的橄榄石的晶格定向相对较好，发育点极密和环带(图 12—2)。糜棱包体中橄榄石也显示了较弱的晶体优选取向，表现为大圆环带结构，指示了上地幔的剪切变形(图 12—2)。橄榄石的优选定向的排列方式主要是由于变形过程中存在不同的滑移系和变形机制的差异引起的。在糜棱包体中橄榄石的晶体优选定向性较弱，可能说明了位错滑移不再是这种类型包体的变形机制，而是由于颗粒极细和上地幔流体参与引起的扩散滑移。

TEM 和氧化缀饰技术可以揭示位错亚结构。结果表明代表高温位错滑移的位错亚结构，如位错壁、亚颗粒构造和位错环(图版 V—1～3)等在碎斑和他形变晶包体中常见。糜棱包体中细粒重结晶橄榄石往往无应变，除少数可见自由位错外，未见其他位错亚构造。但是在橄榄石的残留碎斑中，一些低温塑性的位错亚构造，如位错结(Knipe，1990)与高温的位错构造共生(图版 V—4)，指示了在侵位于玄武岩浆房之前变形的温度有所降低。温度的估算也同样支持了这种观点，这将在以后的章节中讨论。

12.1.3 矿物化学特征

对各种类型的包体样品，我们采用了电子探针进行分析。为了确定共生矿物之间和单矿物颗粒内部的组分平衡性，我们采用了多种点分析手段。分析结果表明，碎斑结构和他形变晶结构包体中残斑与新生变晶在成分上没有明显的差别，这说明了所有矿物相是处于平衡状态，因此我们可以利用它们的化学组分来计算平衡温度和压力。然而在细粒糜棱结构包体中即使在单个颗粒中残斑与新生变晶在成分上也有差别。图 12—3 为单斜辉石和斜方辉石颗粒从边缘至中心的成分变化曲线。这种辉石颗粒中成分都有所变化。在糜棱包体中

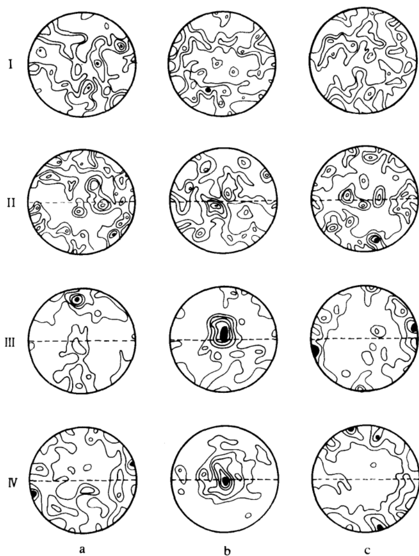


图 12—2 各种结构类型包体中橄榄石的晶体组构图

a—橄榄石[100]面；b—[001]面；c—[010]面；

Ⅰ—原粒状包体；Ⅱ—碎斑状包体；Ⅲ—他形变晶包体；Ⅳ—糜棱包体

残斑边缘的化学成分与新生变晶相似，而残斑中心的成分则与粗粒的包体，包括碎斑结构和他形变晶结构中残斑的成分类似。化学组分的变化和分带性主要是由温度的降低引起的，根据它也可以重建包体的热演化史。

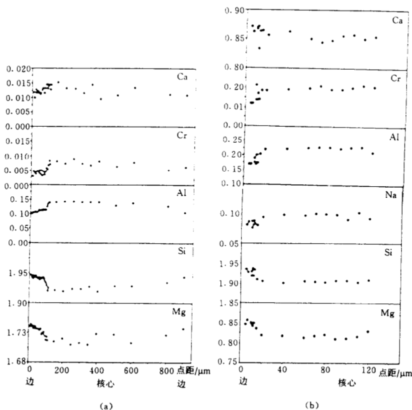


图 12—3 斜方辉石(a)和单斜辉石(b)从边缘至中心的成分变化曲线

纵坐标为6个氧分子式的原子数

12.1.4 温度和压力的估算

近年来已经提出了多种地质温度计来估算幔源包体的平衡温度。本书采用了 Bertrand 和 Mercier(1986)提出的两种辉石温度计法,该法也普遍被认为是最适合于计算尖晶石橄榄岩类的平衡温度(徐义刚,1992)。同时我们也采用了 Brey 和 Kohler(1990)的 Ca 及 Will 和 Seck 的 Al/Cr 在单晶辉石溶解度的温度法。温度计算结果列于表 12—1,其中最小值来源于残斑的边缘和新生变晶,最大值来源于残斑的中心(核)。

表 12—1 表明包括所有前三种类型的粗粒包体样品的平衡温度在 900～1050℃之间。据斜方辉石残斑核和边缘组分及斜方辉石新生变晶,利用 Brey 和 Kohler(1990)的温度计估算的糜棱包体的平衡温度为 700～850℃,代表了最晚期的平衡状态。利用 Witt 和 Seck (1991)的温度计法估算残斑核部和边缘的平衡温度差别很大。残斑核的温度代表了早期的平衡温度(850～1020℃),这与粗粒包体的温度相一致,而残斑边缘和新生变晶的平衡温度较低(700～850℃),代表了最晚期的平衡状态,即最终发生变形和重结晶作用的环境。因而,我们至少可分出两期的变形史。遗憾的是虽然 Kohler & Brey(1990)曾提出一种新的尖晶石橄榄岩包体的压力计,但由于该法要求橄榄石中有较高的 Ca 含量,而本区电子探针分析结

果并非如此，因此不能适用。本书无法给出准确的压力值，粗略地估算一下，本区这类包体的压力为 0.9～2.0 GPa。另一个包体压力的估算方法是将所获得温度数据进行理论等地温线的投图，在中国东部我们已经建立了上地幔等地温线（徐义刚，1995），因此通过投图，可以得到这些包体的压力值。

表 12—1　不同结构包体的温度估算结果表

样　　品	t_1/℃	t_2/℃	t_3/℃
碎斑结构			
1-26	875	908	925
1-36	910	893	916
1-44	1015	967	976
YT-A-9	908	989	991
2-20	970	976	994
2-32	960	960	963
2-35	987	953	991
2-23	956	990	1010
2-42	961	981	992
他形变晶结构			
YT-D-18	829	952	998
DX89-48	956	935	1018
2-07	950	922	973
2-34	896	905	895
糜棱结构			
2-12	694～850	778～859	768～902
96751	741～1006	760～845	753
DX91-14	711～978	743～872	749～907
MA91-22	840～861	841～884	850～930
MA91-27	707～775	812～877	816～929
2-31	738～756	784～853	780～802
DX91-7	692～860	792～825	742～796
DX91-11	676～760	779～826	778～850
DX91-12	761～885	758～803	766～818
MA91-28	828～896	764～829	786～912
YT-D-12		829～855	778～791
1-26	875	908	925
YT-D-13		880～941	802～813
YT-D-33		831～881	796～888
YT-D-20			704
YT-D-26			802
YT-D-34			802
Y-XG-2			729
YT-M-3			785
YT-D-8			778
Y-DG			811
Y-DX-9			799
YT-D-1	843		

注：t_1、t_2、t_3 分别是依据 Bertrand 和 Mercier(1985)，Brey & Kohler(1990)及 Witt 和 Seck(1991)的地质温度计计算结果。最大和最小值分别是依据残斑边缘（或新生变晶）和残斑的核计算结果。

12.1.5 上地幔流变学参数的估算

在上地幔，包体发生变形的差应力（流体压力）可以通过多种显微构造压力计估算求得。本文采用了Rose(1980)提出的重结晶粒度法。根据Ross等，差应力与重结晶粒度有以下的关系：

$$\sigma = 4800\ d^{-0.79}$$

式中，σ为差应力(MPa)；d为重结晶粒度(μm)。结果如表12—2所示。粗粒的碎斑结构和他形变晶结构包体的差应力为20～40 MPa，而求得温度、压力和差应力后，利用橄榄岩的高温流变律即可求得应变速率。Post(1977)提出的流变律已被许多文献所引用，然而该法的可靠性值得怀疑。Carter和Tsenn(1987)认为Chopra和Paterson(1984)提出的湿的纯橄榄岩流变律最能代表上地幔高温蠕变的规律，因此也最适合于分析上地幔的变形机制。为了便于对比，这两种方法我们都予以采用。它们的公式分别为：

$$\dot{\varepsilon} = 2.69 \times 10^{12} e^{-[(16300+1610p)/T]} \sigma^{3.2} \text{(Post, 1977)}$$

表 12—2 幔源包体差应力估算表

样品	结构	$d/\mu m$	σ/MPa
XT-4		95	130
XT-12		195	75
XT-14		130	105
XT-56		180	80
XT-58		260	60
Y-DX-9	I	135	100
YT-D-12		84	145
YT-D-8		87	140
YT-D-1		122	107
YT-D-13		116	112
YT-D-20		165	85
2-51		67	252
MA91-27		66	251
1-41		502	35
2-32		635	30
3-17		680	28
YT4-9	I	730	26
YT4-11		610	30
YT3-40		870	22
XT-51		455	40
XT-61		1070	19

注：结构类型：I—糜棱结构；I—碎斑和他形变晶结构。

式中，T 为温度(K)；p 为压力(MPa)，σ 为差应力(MPa)。

$$\dot{\epsilon}=10^{2.6}e^{1-498Kjmo(/RT)}\sigma^{4.5}$$

式中，$R=8.314\text{j. mol}^{-1}$；$T$ 为温度(K)；σ 为差应力(MPa)。等效粘滞度可以通过应变速率、差应力和粘滞度之间的相互关系求得：

$$\eta=\sigma/3\dot{\epsilon}$$

式中：η 为粘滞度(Pa·s)；σ 为差应力；$\dot{\epsilon}$ 为应变速率(s^{-1})其结果如表 12—3 所示。

从表中可以看出，糜棱包体与粗粒的碎斑结构和他形变晶结构包体的估算结果差别较大。粗粒包体表现为：高应变速率、低粘度、低差应力值。很显然这种差别代表了两个不同的变形历史。对郯庐断裂北段以外样品中的包体也进行了其物理参数的估算，如吉林的汪清、辽宁的宽甸等，其结果如表 12—4 所示。表 12—4 说明了郯庐断裂及其以外包体的估算结果没有明显的差别。同时，表 12—3 和表 12—4 表明了据 Chopra & Paterson(1984)的流变律估算的应变速率高于 Post 的估算，前者的估算结果与地壳中韧性剪切带内的应变速率一致。因而虽然目前仍无法确定谁更可靠，但至少 Post 的流变律估算结果更切合实际。

表 12—3　郯庐断裂北段上地幔物性参数表

样　品	t/℃	p/GPa	Z/km	σ/MPa	$\dot{\epsilon}_1$/s^{-1}	η_1/Pa·s	$\dot{\epsilon}_2$/s^{-1}	η_2/Pa·s
糜棱结构								
Y-DX-9	800	1.28	43	75	2.99×10^{-18}	8.39×10^{24}	7.56×10^{-13}	3.32×10^{19}
YT-D-12	791	1.25	42	110	6.86×10^{-18}	5.37×10^{24}	2.15×10^{-13}	1.71×10^{20}
YT-D-8	780	1.19	40	107	3.21×10^{-18}	1.12×10^{24}	9.38×10^{-14}	3.82×10^{20}
YT-D-33	796	1.28	43	106	7.60×10^{-18}	4.67×10^{24}	2.32×10^{-13}	1.53×10^{20}
YT-D-13	813	1.31	44	85	9.06×10^{-18}	3.13×10^{24}	2.02×10^{-13}	1.40×10^{20}
YT-D-34	802	1.29	43	112	1.30×10^{-17}	2.89×10^{24}	4.15×10^{-13}	9.05×10^{19}
YT-D-26	802	1.29	43	101	9.11×10^{-18}	3.69×10^{24}	2.53×10^{-13}	1.33×10^{20}
YT-M-3	785	1.25	42	115	5.35×10^{-18}	7.17×10^{24}	1.82×10^{-13}	2.11×10^{20}
Y-XG-2	729	1.10	37	94	1.18×10^{-18}	2.65×10^{26}	3.17×10^{-15}	9.85×10^{21}
Y-DG	811	1.31	44	74	5.32×10^{-18}	4.63×10^{24}	9.97×10^{-14}	2.47×10^{20}
2-12	760	1.10	37	109	1.54×10^{-18}	2.42×10^{25}	3.85×10^{-14}	9.44×10^{20}
2-31	740	1.12	38	106	4.03×10^{-19}	8.03×10^{26}	1.08×10^{-14}	3.27×10^{21}
2-51	800	1.29	43	253	2.31×10^{-16}	3.72×10^{24}	1.48×10^{-11}	5.77×10^{18}
MA91-27	750	1.10	37	251	1.19×10^{-17}	7.15×10^{24}	9.32×10^{-13}	8.98×10^{19}
XT-12	805	1.30	44	80	4.92×10^{-18}	5.42×10^{24}	1.08×10^{-13}	2.47×10^{20}
XT-14	830	1.40	47	80	1.67×10^{-17}	1.60×10^{24}	3.80×10^{-13}	7.02×10^{19}
XT-56	815	1.30	44	60	3.42×10^{-18}	5.86×10^{24}	4.92×10^{-14}	4.06×10^{20}
XT-58	820	1.31	44	60	1.82×10^{-17}	1.10×10^{24}	6.33×10^{-14}	3.16×10^{20}
粗　晶								
YT-A-1	915	1.5	53	34	4.34×10^{-17}	2.61×10^{23}	3.93×10^{-13}	2.88×10^{19}
YT-A-9	991	1.7	56	35	1.04×10^{-15}	1.12×10^{22}	9.28×10^{-12}	1.25×10^{18}
YT-D-18	998	1.8	59	40	2.92×10^{-15}	5.25×10^{21}	4.12×10^{-11}	3.72×10^{17}
XT-61	1070	2.1	68	19	1.19×10^{-15}	5.32×10^{21}	4.92×10^{-12}	1.29×10^{18}
1-14	1037	2.0	65	35	5.10×10^{-15}	1.03×10^{21}	4.90×10^{-11}	2.38×10^{17}
2-32	960	1.6	52	30	3.29×10^{-16}	3.11×10^{22}	1.41×10^{-12}	7.09×10^{18}
3-17	971	1.6	52	28	4.08×10^{-16}	2.32×10^{22}	1.59×10^{-12}	5.88×10^{18}

注：$\dot{\epsilon}_1$、η_1 和 $\dot{\epsilon}_2$、η_2 分别为依据 Post(1997)和 Chopra & Paterson(1984)所提出的流变律估算的应变速率和粘滞度。(表 12—4)也同此。

表 12—4 郯庐断裂外样品中幔源包体估算的上地幔物性参数

样 品	$\frac{t}{℃}$	$\frac{p}{GPa}$	$\frac{Z}{km}$	$\frac{\sigma}{MPa}$	$\frac{\dot{\varepsilon}_1}{s^{-1}}$	$\frac{\eta_1}{Pa \cdot s}$	$\frac{\dot{\varepsilon}_2}{s^{-1}}$	$\frac{\eta_2}{Pa \cdot s}$
宽 甸								
HY-1	1040	1.8	60	25	3.07×10^{-15}	2.71×10^{21}	1.21×10^{-11}	6.96×10^{17}
HY-2	959	1.6	52	11	1.06×10^{-17}	3.45×10^{23}	1.48×10^{-14}	2.47×10^{20}
HY-4	1035	1.9	61	30	4.17×10^{-15}	2.40×10^{21}	2.28×10^{-11}	4.38×10^{17}
HY-5	924	1.6	52	16	6.91×10^{-18}	6.91×10^{23}	1.93×10^{-14}	2.76×10^{20}
HY-6	1057	1.8	60	20	2.83×10^{-15}	2.36×10^{21}	7.86×10^{-12}	8.48×10^{17}
HY-3	1016	1.7	55	40	5.57×10^{-15}	2.40×10^{21}	3.96×10^{-13}	3.37×10^{19}
6-19	870	1.5	49	22	1.93×10^{-18}	3.92×10^{24}	7.62×10^{-15}	9.63×10^{20}
6-23	906	1.5	49	19	6.10×10^{-18}	1.03×10^{24}	1.95×10^{-14}	3.25×10^{20}
6-25	1090	1.9	61	23	2.05×10^{-14}	3.73×10^{20}	4.38×10^{-11}	1.75×10^{17}
6-32	915	1.5	49	21	1.48×10^{-17}	4.91×10^{23}	4.50×10^{-14}	1.56×10^{20}
汪 清								
WQ91-5	950	1.6	52	46	8.23×10^{-16}	1.90×10^{22}	6.49×10^{-12}	2.36×10^{18}
WQ91-19	870	1.4	46	24	3.78×10^{-18}	2.17×10^{24}	1.13×10^{-14}	7.10×10^{20}
WQ91-23	880	1.4	46	25	6.52×10^{-18}	1.28×10^{24}	2.13×10^{-14}	3.91×10^{20}
WQ91-24	885	1.4	46	43	5.18×10^{-17}	2.85×10^{23}	3.06×10^{-13}	4.68×10^{19}
W-23	1045	1.7	57	47	3.18×10^{-14}	5.04×10^{21}	2.44×10^{-10}	6.43×10^{16}
W-1	1007	2.2	69	42	1.80×10^{-13}	1.40×10^{20}	3.81×10^{-11}	3.67×10^{17}
W-11	1035	2.2	69	50	3.90×10^{-14}	5.70×10^{21}	2.28×10^{-10}	7.32×10^{16}
W-49	1100	2.3	70	40	3.70×10^{-13}	3.50×10^{20}	7.29×10^{-10}	1.83×10^{16}

12.1.6 计算结果探讨

上述结果表明，郯庐北段上地幔的变形至少可分为两期，碎斑结构和他形变晶结构包体记录了第一期变形，包体中矿物相的成分均一性表明了它们都处于平衡状态。平衡温度 900～1008℃，代表了第一期变形时的温度。这期变形导致了原粒状结构向碎斑结构和他形变晶结构的转变；第二期的变形表现为糜棱结构包体的形成：颗粒极细，具很高的差应力（>200 MPa）。这期强烈的变形破坏了早期的平衡状态，而在更低的温度（约 700℃）时重新达到新的平衡。

为了更进一步弄清这些数据的地质意义，我们将这些点都投影到差应力、应变速率-温度表上。由于至今没有可靠的尖晶石二辉橄榄岩地质压力计，此次估算的压力，即深度不准确，因此，本书利用了温度而不是压力或深度随差应力、应变速率的变化。通过理论上等地温线的温度投影，我们可以得到压力值。图 12—4 表明，虽然粗粒包体具更低的平衡温度，但与糜棱包体具相同的应变速度，它们的差应力都位于两个区域。我们相信这两期的变形与郯庐断裂北段的演化密切相关。

然而，目前对幔源包体的变形特征解释仍不一致，一种模型认为变形是由于地幔的隆起或底辟引起的。地幔底辟作用往往是一个大规模的现象，以在火山口中含大量变形的幔源包

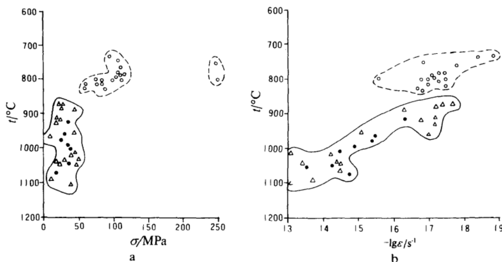


图 12—4 郯庐断裂北段及其之外不同结构的幔源包体

a—差应力温度变化曲线图，b—应变速率随温度变化曲线图

空白圆圈代表糜棱包体，黑圆圈代表粗粒包体，三角形代表采自于郯庐断裂之外的包体

体为特征。事实上，在许多火山口中，变形的和不变形的幔源包体往往共生。为了更好地解释这种现象，Nicolas(1987)提出了一种多种小规模地幔底辟而非单一大规模底辟的模型。最近，Doumes(1990)提出了多重上地幔剪切带模型。近年来深源地震剖面(Reston 1990)，地幔反射结果和阿尔卑斯二辉橄榄岩地质研究为这种上地幔剪切带模型的存在提供了证据。我们认为这两种模型都可能正确，都可以用来解释发生在郯庐北段上地幔的变形现象。为此我们提出了郯庐北段上地幔两期变形的模式：①早期区域性的上地幔上隆，即上地幔底辟，导致了碎斑结构和他形变晶结构的形成。这是一期大规模的底辟作用，因为变形的包体不仅在郯庐北段的样品中有，在郯庐之外的样品中也有，如汪清和宽甸。发生的年代可能为新生代，为原始的拉张环境；②第二期的变形表现为发育上地幔剪切带的活动，形成糜棱包体。因为这种糜棱包体特征与地壳中韧性剪切带的糜棱岩相类似，所以它们肯定是上地幔剪切带的产物。但是由于缺乏空间上的联系，我们无法确定这种剪切带的几何学特征。根据沿断裂带许多样品，断续出现且具有类似的温度范围，推测它可能是一条大规模低缓的剪切带。剪切带可能在老第三纪开始发育，早于新第三纪玄武岩浆的侵位。它可能与郯庐断裂演化、沿断裂地堑系的发育都密切相关。较低的变形温度(只有 700℃)则指示了剪切带发育的深度不深，大约在壳幔边界处。

12.2 郯庐断裂南段幔源包体的变形特征

本书所谓的郯庐断裂南段是指郯庐断裂在山东、江苏、安徽、湖北省境内部分。沿断裂带的包体采样点有：山东的流曲、安徽的女山、江苏的六合。所有的样品都采自于这三个地点。

12.2.1 岩石学和结构特征

这些采样点幔源包体主要为二辉橄榄岩、方辉橄榄岩、二辉岩及少量的异剥橄榄岩等。除流曲的玄武岩一个包体为石榴子石二辉岩外，其余的样品中都含有尖晶石。据报道，女山玄武岩中曾发现过石榴子石二辉橄榄岩，但我们在野外并没见到。

需要强调的是显微镜下观察，女山包体中含有20%的角闪石。角闪石一般产在尖晶石的边缘，或完全包含了早期的Cr-尖晶石(图版V—5)；在一个样品中我们发现了金云母(图版V—6)。因为角闪石含水，所以女山包体可分为两类：一类为不含水系列，与其他地方的尖晶石二辉橄榄类似，另一类为含水系列，含有角闪石。

这三个地区的包体结构可分为三类：粗粒的原变粒结构、碎斑结构、他形变晶结构，按变形程度依次递增。

原变粒结构特点为：颗粒粗大，往往大于4mm，橄榄石和辉石呈等轴状，边界弯曲。橄榄石和辉石中扭折带，亚颗粒和新生变晶的发育，说明了向碎斑结构的转变。

碎斑结构具有两种粒度颗粒共存的特点：岩石由粗粒的残斑和细小的橄榄石和辉石的新生变晶组成。所有矿物颗粒都稍有拉长，组成叶理，橄榄石残斑往往有扭折带发育，而新生变晶无应变，边界平直，成“三结点”式晶界。

他形变晶结构的矿物粒度近似等粒，根据形状又可分为板状和等轴状两种他形变晶亚结构。前者叶理发育完好，矿物颗粒边界平直，成“三结点”式接触。部分残留斑晶的存在则说明了碎斑与他形变晶结构包体之间的成生联系。

野外地质调查和显微镜下观察揭示了在三个采样点上，变形包体占主要地位。前已叙及，大量变形包体的存在往往被认为是上地幔存在底辟作用的证据。

氧化缀饰技术可以观察到橄榄石的位错构造。观察结果表明这些位错亚构造都属于高温位错滑移，类似于其他地点的包体，由于篇幅有限，不再赘述。

12.2.2 矿物组分的化学特征

我们采用了电子探针来分析包体中所有矿物相的化学组成。分析结果表明，除女山含角闪石的辉石外，绝大部分样品矿物相的化学组分一致。女山斜方辉石的分析结果揭示了含角闪石包体中斜方辉石的组分具明显的Cr、Al、Si和Mg的分带性。Al、Cr、Ca、Na的含量也明显低于不含水的样品。单斜辉石的结果与斜方辉石类似。上述结果说明了绝大部分的化学组成都可用来计算平衡时的温度和压力。

12.2.3 温度和压力的估算

对于女山样品，我们采用了五种地质温度计来计算温度：Bertrand 和 Mercier(1986)的两种辉石温度计、Bertrand 等 1987 的尖晶石-斜方辉石温度计、Brey & Kohler(1990)的Cr/Al-溶解度-斜方辉石温度计及 Fabries(1979)的尖晶石-橄榄石温度计。计算结果列于表12—5。前四种对不含水样品给出了比较一致的温度值。表明了计算结果的可靠性。然而对含角闪石系列其温度估算有一定的差别，说明了对于含水系列，应用这些方法值得探讨。含水系列的温度估算值都低于非含水系列。Fabries(1979)的尖晶石-橄榄石温度计适用于含水系列，它得出的是橄榄岩最晚期的温度。用它估算非含水系列温度高于含水系列，这与用其他几种方法的计算结果相一致，虽然从理论上讲，该法估算非含水系列温度本来就高于其他方法。因而可以推测含角闪石的与不含水系列各自代表了女山上地幔两种不同的热状态。用 Kohler和Brey(1990)压力计估算不含水系列和含水系列的包体压力分别为1.4～2.0

表 12—5　女山橄榄岩包体温度估算表

样　品	1	2	3	4	5
角闪石二辉橄榄岩					
N-11	846	904～843	925～890	974～910	807(28)
N-13	900	903～854	912～887	981～943	889(13)
N-17	881	932～870	1003～913	974～919	850(10)
N-22	912	870	909～893	968～937	853(6)
N-24	766	905～775(670)	931～839(764)	965～853(800)	784(9)
N-26	822	855～805	887～868	922～875	805(5)①
N-32	860	926～830	917～900	980～881	841(6)
N-37	772	958～842(722)	1042～956(845)	1047～922(833)	820(20)
金云母二辉橄榄岩					
N-6	1107	1065	1075	1062	936(20)
不含水二辉橄榄岩					
N-10	996	1035	1059	1046	933(23)
N-21	1065	1060	1076	1104	927(6)
N-28	1111	1060	1070	1043	960(15)
N-34	990	970	987	983	906(30)
N-35	1096	1055	1068	1082	951(9)

注：温度的上限和下限分别依据残斑的中心和边缘组分计算结果，表中第 2～4 列圆括弧中数据为根据新生变晶的边缘组分计算结果；第 1 列的含角闪石橄榄岩的温度为依据斜方辉石残斑(或新生变晶核)——单斜辉石新生变晶核的组分计算结果，第 5 列括弧中数据为标准偏差。①据该样尖晶石的边缘组分计算其温度达 950～1000℃。

GPa 和 8～10 GPa。

表 12—5 女山橄榄岩包体温度估算表，其中①Bertrand & Mertier(1986)的两种辉石温度计；②Bertrand 等(1987)的尖晶石-斜方辉石温度计；③Bery & Kolher(1990)单一的 Ca-斜方辉石温度计；④Witt & Kolher(1990)的单一的 Cr/Al-斜方辉石温度计；⑤Fabries (1979)的 Ol/Sp 温度计。

流曲和六合包体的压力估算是利用上述的前三种温度计，其结果非常一致，与下文将要论述的一些参数一起列于表 12—6 中。

表 12—6　郯庐断裂南段上地幔物性参数表

样　品	t/℃	p/GPa	Z/km	σ/MPa	$\dot{\varepsilon}_1$/s^{-1}	η_1/Pa·s	$\dot{\varepsilon}_2$/s^{-1}	η_2/Pa·s
流　曲								
YS-12	943	1.32	44	22	7.30×10^{-19}	1.01×10^{23}	1.77×10^{-13}	4.14×10^{19}
YS-9	936	1.52	50	13	7.61×10^{-18}	5.81×10^{21}	1.25×10^{-14}	3.47×10^{20}
YS-2	1101	1.86	61	12	3.88×10^{-15}	1.05×10^{21}	3.34×10^{-12}	1.20×10^{18}
YS-11	935	1.62	52	15	1.01×10^{-17}	5.06×10^{23}	2.28×10^{-14}	2.19×10^{20}
YS-5	985	1.72	55	15	6.84×10^{-17}	7.46×10^{22}	1.64×10^{-13}	3.06×10^{19}
YS-8	938	1.60	60	20	2.85×10^{-17}	2.38×10^{23}	9.41×10^{-14}	7.09×10^{19}

续表

样　品	$\frac{t}{℃}$	$\frac{p}{GPa}$	$\frac{Z}{km}$	$\frac{\sigma}{MPa}$	$\frac{\dot{\varepsilon}_1}{s^{-1}}$	$\frac{\eta_1}{Pa \cdot s}$	$\frac{\dot{\varepsilon}_2}{s^{-1}}$	$\frac{\eta_2}{Pa \cdot s}$
YS-4	1085	1.79	58	10	8.76×10^{-16}	3.88×10^{21}	3.84×10^{-13}	8.67×10^{18}
YS-3	959	1.675	55	21	7.03×10^{-17}	9.96×10^{22}	2.65×10^{-13}	2.48×10^{19}
YS-4a	1060	1.86	61	16	1.51×10^{-15}	3.60×10^{21}	3.19×10^{-12}	1.67×10^{18}
YS-1	1121	2.08	67	20	1.22×10^{-14}	5.46×10^{20}	6.21×10^{-11}	1.07×10^{17}
LQ-1	830	1.05	35	20	3.30×10^{-19}	2.02×10^{25}	7.41×10^{-16}	8.99×10^{21}
女　山								
NS-1	909	1.14	38	12	2.87×10^{-18}	1.39×10^{24}	2.81×10^{-15}	1.43×10^{21}
NS-8	973	1.54	50	9	1.00×10^{-17}	3.05×10^{23}	1.04×10^{-14}	2.89×10^{20}
NS-9	1097	1.88	61	9	8.91×10^{-16}	3.43×10^{21}	8.05×10^{-13}	3.73×10^{18}
NS-2	1100	1.87	61	13	3.25×10^{-15}	1.36×10^{21}	4.64×10^{-12}	9.35×10^{17}
NS-7	1128	2.03	65	12	5.47×10^{-15}	7.46×10^{21}	7.73×10^{-12}	1.55×10^{18}
N-6	1107	2.00	64	22	1.92×10^{-14}	3.82×10^{20}	6.17×10^{-11}	1.08×10^{16}
N-35	1096	1.90	62	32	4.87×10^{-14}	2.19×10^{20}	2.35×10^{-10}	4.54×10^{16}
N-10	996	1.71	54	22	4.72×10^{-16}	1.55×10^{22}	1.39×10^{-12}	5.30×10^{18}
N-13	900	1.50	49	30	2.16×10^{-17}	4.63×10^{23}	1.17×10^{-13}	8.51×10^{19}
N-34	990	1.60	51	30	1.01×10^{-15}	9.90×10^{21}	4.47×10^{-12}	2.24×10^{18}
六　合								
9-23	909	1.50	49	28	2.65×10^{-17}	3.52×10^{23}	1.27×10^{-13}	7.35×10^{19}
9-47	980	1.60	52	30	6.68×10^{-16}	1.50×10^{22}	3.06×10^{-12}	3.27×10^{18}
9-51	935	1.55	50	25	5.67×10^{-17}	1.47×10^{23}	2.27×10^{-13}	3.67×10^{19}
9-62	880	1.40	46	34	1.31×10^{-17}	8.65×10^{23}	8.50×10^{-14}	1.33×10^{20}
LF-2	962	1.31	43	27	3.23×10^{-16}	2.78×10^{22}	9.49×10^{-13}	9.48×10^{18}
LF-3	982	1.21	40	21	3.82×10^{-16}	1.83×10^{22}	6.64×10^{-13}	1.06×10^{19}

注：$\dot{\varepsilon}_1$、η_1 和 $\dot{\varepsilon}_2$、η_2 分别为依据 Post(1979)和 Chopra & Paterson(1984)流变律计算结果。

12.2.4　上地幔物性参数的估算

差应力、应变速率、等效粘滞度的估算主要是依据一些显微构造压力计和高温橄榄岩流变律，对此上文已有所论及。其结果如表 12—6 所示。

表 12—6 表明郯庐断裂南段上地幔的温度在 900～1150℃之间，差应力为 70～35 MPa，高于郯庐断裂带以外地区（一般为 10 MPa）。Post 流变律的应变速率计算结果为 10^{-14}～10^{-19}/s，而 Chopra & Paterson 流变律计算结果比前者大，为 10^{-10}～10^{-5}/s，与地壳中韧性剪切带内的应变速率相似。上文已经提到，我们认为 Post 流变律的结果更为可靠。

12.2.5　结果探讨

以上的数据表明，在热的玄武岩浆侵位前，上地幔有两期变形：一期表现为不含水包体的变形，另一期表现为女山一带含角闪石包体的变形。为了更进一步了解这两期变形的特征，我们作了差应力、应变速率对温度的变化曲线图（图 12—5）。从图中可以看出：差应力随

机分布，而应变速率随温度的升高而增加。仔细研究发现应变速率随温度的分布至少可分为两组：第一组温度为 1150～1050℃，应变速率为 10^{-13}～10^{-15}/s，以女山不含水包体和流曲粗粒包体为代表；第二组温度在 1000～850℃，应变速率为 10^{-15}～10^{-19}/s，以含水系列和女山、流曲、六合的强烈变形包体为代表。因此，我们确信这两组代表了上地幔底辟引起的两期变形事件，它们都与郯庐断裂南段的构造演化密切相关。

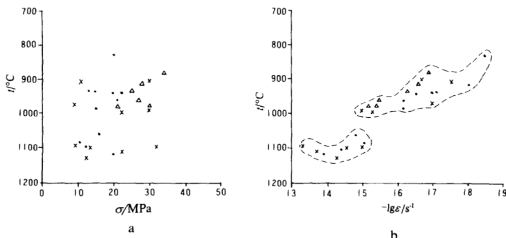


图 12—5　郯庐断裂南段幔源包体，差应力(a)、应变速率(b)随时间变化曲线图

图中十字代表女山幔源包体，圆点代表流曲包体，三角形为六合包体

通过以上分析，我们提出了郯庐断裂南段上地幔多期底辟模型：第一期为软流圈的上隆，温度约为 1150℃(深约 60 km)，随着一系列的底辟作用，导致了塑性变形，引起了女山不含水包体发育了变形构造。晚期的底辟作用温度在 1000～850℃之间，伴随有地幔的交代作用，导致了女山含角闪石橄榄岩的形成及流曲、六合幔源包体的变形结构的发育。结合郯庐断裂的区域地质演化分析可知，早期变形与郯庐断裂的演化密切相关；在中生代一老第三纪期间郯庐最强烈活动时期，区域呈拉张环境，形成老第三纪的断裂坳陷(Fang，1987)。自新第三纪以来，裂陷活动逐渐演化为活动的右旋走滑断裂带，这期活动可能与热量的释放有关，在上地幔基体玄武岩浆侵位之前，通过交代作用形成角闪岩。

12.3　结　　论

沿郯庐断裂带出露的新生代碱性玄武岩浆中大量幔源包体的存在，为我们提供了独无仅有的机会来了解断裂深部上地幔的物理状态和流变学特征。研究表明，郯庐断裂南、北两段幔源包体的变形特征不一样。

北段普遍存在糜棱结构的包体，指示了上地幔剪切带的存在。这种类型包体与其他类型包体极易区分，因为它的粒度极细(<0.5 mm)，说明了具较高的差应力(>200 MPa)，同时发育了叶理和拉伸线理。此外，该种糜棱结构包体中富含富 Na 和 K 的火山玻璃，揭示了上

地幔流体的存在；因此我们推测上地幔流体在上地幔剪切带的形成和演化中起了重大的作用。这类包体在郯庐断裂南段没有发现，在世界上也较少见。

南段的特征为：在女山存在有相当数量含角闪石包体。在幔源包体中存在含水矿物，如角闪石，它的意义重大，它可以提供有关地幔交代作用及其与其相关的变形过程等信息。我们的研究发现含角闪石橄榄岩普遍并未达到平衡(成分分带)，意味着从 1050～850℃发生了部分矿物重新的平衡作用。由此认为含角闪石的橄榄岩曾经是上地幔上隆过程中交代成因的高温不含水橄榄岩的最上面部分。

总之，通过对这些包体的详细研究，我们获得了大量郯庐断裂带深部上地幔的物理参数。根据这些数据，我们提出了郯庐断裂带上地幔多期变形模型。

郯庐断裂北段幔源包体揭露了上地幔的底辟作用伴随了上地幔的剪切带的发育，它们都与郯庐北段的演化密切相关，这种大规模的区域性的上地幔底辟作用使区域呈拉张环境，导致了沿带中生代—老第三纪之间的裂陷构造的发育。新第三纪，在玄武基性岩浆侵位以前，在上地幔底辟构造的顶部又发育了上地幔剪切带，这种上地幔剪切带的存在也大大影响了郯庐本身的活动性和地震活动性。

虽然，在南段并未发育上地幔剪切带，但这种多期底辟模型同样也适合于郯庐断裂南段：老第三纪软流圈的上涌(深度约 6 km，温度 1150℃)，使区域呈拉张环境，沿带发育了断裂坳陷，随之而来的小型底辟作用伴随着塑性变形和重结晶作用，形成了包体的变形结构。随着地幔上隆的逐渐消失，热量的释放和交代作用的发生形成了含角闪石橄榄岩，覆盖在不含水的橄榄岩之上。然而，对于郯庐断裂南北两段的演化差别解释有待于进一步的研究。

第十三章　郯庐断裂带变形分析及构造应力场演化

华北地块与华南地块的拼合和郯庐断裂的起动是在韧性变形条件下发生的。郯庐断裂带及相邻地区的构造变形表现为三个层次，即浅部韧脆性—脆性条件下的盖层褶皱变形层次，中地壳韧性条件下的剪切变形层次和中下地壳及上地幔超韧性条件下的变形。通过对区内不同层次构造变形的几何学、运动学和动力学分析，恢复变形历史，恢复华北、扬子两地块拼合的运动学过程及其转化所引发的郯庐断裂的启动和左移韧性平移运动；重建构造应力场演化历史，笔者发现地块拼合、郯庐基底左行平移和盖层与基底的水平剪切实际上是同一构造演化过程的不同表现，从而建立郯庐断裂带多层演化模型。

13.1　郯庐断裂带韧性变形基本特征

郯庐断裂带发生于华北地块与华南地块拼合的晚期即印支末期，它经历了超韧性、韧性、韧脆性及脆性不同层次、不同阶段的变形。由于造山作用隆起和剥蚀，使这些不同层次的构造变形带在郯庐断裂带及相邻地区出露，并呈现规律性的分布，沿大别山、张八岭、苏北、鲁南、胶东半岛东段为韧性、超韧性变形出露区，沿大别山南缘的武汉、鄂城、黄梅、安庆、庐江、全椒一线及其以南为扬子地块盖层的韧脆性及脆性变形（褶皱变形）。

13.1.1　韧性变形带划分

沿郯庐断裂带及大别-胶南造山带的韧性变形按照其温度、压力等物理化学条件和矿物组合，可划分为三个相带，即高温高压榴辉岩相超韧性变形带、高温高压长石糜棱岩相韧性变形带及中低温高压蓝片岩相韧性变形带。这三个层次的韧性变形带在整个造山带中呈现有规律的分布，自中心向两侧依次出现榴辉岩带、长石糜棱岩带和蓝片岩带，但在造山带的北侧没有发育中低温高压蓝片岩带，只出现中温中压绿片岩相（佛子岭群）变质岩带，表明华北地块与华南地块拼合的特点是华南地块俯冲、华北地块仰冲，这与大多数会聚型板块边界的双变质带具有相似的特征（图 13—1）。

（1）高温高压榴辉岩相超韧性变形带

该带位于大别-胶南造山带之核部，自大别山区的岳西、潜山、太湖，经东海、连云港、日照、胶州至文登，荣城、威海一线。以出露榴辉岩为特征，间夹长石糜棱岩、糜棱片麻岩等。特别值得指出的是榴辉岩具有糜棱构造，石榴子石集合体呈条带状分布，或呈眼球状形态，在高应变区可达到榴辉岩相糜棱岩。研究表明，榴辉岩相超韧性变形带形成深度可达 60～100 km 以上，温度为 800～1000℃，围压达 1.5～2.5 GPa。

（2）长石糜棱岩带

长石糜棱岩相变形带与榴辉岩相超韧性变形带在空间上呈混杂状伴生。长石糜棱岩相变形发生于地壳＞25～40 km 深处，温度＞550℃，围压＞0.6～1.0 GPa。

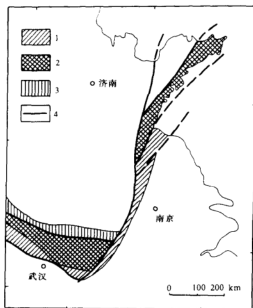


图 13—1 郯庐断裂及邻区韧性变形带分布图

1—中低温蓝闪石片岩相韧性变形带；2—高温高压及超高温高压长石糜棱岩及榴辉岩相韧性超韧性变形带；3—中温中压绿片岩相变质带；4—断裂

该相变形以诸城崔家庄出露的长石糜棱岩为典型。在长石糜棱岩相变形带中，不仅石英呈韧性变形，而且长石也发生强烈的韧性变形，形成亚颗粒及动态重结晶颗粒。具有明显定向流动构造，在其高应变区可见榴辉岩呈透镜状条带状产出。

（3）蓝片岩相变形带

该带沿大别-胶南造山带南侧发育，起于武穴、宿松，经张八岭至苏北地区，然后潜入海区。蓝片岩相韧性变形形成于地壳>15～20 km，温度 350～500℃，围压>0.5 GPa，是高差应力条件下的产物。

蓝片岩带以出现低温高压环境的蓝闪石为标志。蓝片岩是地块俯冲产物。区内以张八岭地区蓝片岩最为典型，岩石中以白云母（多硅白云母）和石英为主，次为长石，含有数量不等的针状蓝闪石，一般 0.5%～2%。蓝片岩具有典型韧性变形糜棱岩的结构构造，也可称之为片状糜棱岩。

13.1.2 韧性变形基本特征

1. 面理构造及 S-C 组构

面理构造是韧性变形过程中矿物沿着剪切运动面或最大压扁面发生定向排列而构成的面状构造，是透入性的面理，前者称为 C 面理（S_C 面理），后者称为 S 面理（S_S 面理）。不同类型的韧性变形中，各种面理的发育程度也有不同。在压扁变形为主的韧性变形岩石中，S 面

理非常发育,C 面理发育较弱或不发育;在以单向拉伸变形(收缩应变)为主的变形岩石中,S 面理和 C 面理均发育较弱或不发育,而拉伸线理(a 线理)非常发育;在以剪切变形为主的变形岩石中,S 面理和 C 面理均比较发育,在这种情况下,如果岩石中强度较大,偏脆性的残斑矿物仅以剪切压扁为主,不发生明显的旋转,则可以发育很好的 S-C 组构(郑亚东等,1985)。

郯庐断裂带及邻区,即大别山、肥东—张八岭地区和苏北—胶东南地区,面理构造都非常发育(图版 Ⅵ—1,2)。由于后期构造变形的叠加,出露的片理产状变化比较大,但是从统计意义上仍具有明显的优选产状:首先,就全区总体片理产状而言,以倾向南东为主,倾角普遍较平缓,平均35°左右;其次,片理产状还有明显的地域性特点,在大别山地区以倾向南或南

表 13—1　郯庐断裂带邻区岩石面理产状变化特征统计表

地　区	面理产状特征	主体产状变化范围			主极密产状	次极密产状	备　注
		走向	倾向	倾角			
大别山地区	面理产状比较集中,呈两部分,分别倾向 SSE 和 SEE	20°～110°	110°～200°	20°～65°	(1)80°/SE40° (2)43°/SE47°	—	
肥东—张八岭地区	面理产状集中,总体产状平缓,倾向 S—SW 为主	55°～155°	145°～245°	0°～40°	(1)132°/SW31° (2)95°/SSW13°	322°/NE22°	
		308°～351°	38°～81°	15°～30°			
苏北—胶东南地区	面理产状比较集中总体倾向 SE—SEE	302°～55°	32°～145°	5°～75°	(1)23°/SE38° (2)28°/SE57°	—	
全　区	面理产状比较集中,总体产状倾向 E—SE—S—SW	302°～165°	32°～255°	0°～70°	130°/SW34°	(1)336°/NE17° (2)24°/SE38° (3)28°/SE59°	变化范围顺时针指向范围

东为主,倾角低至中等偏陡,肥东—张八岭地区则以倾向南西,倾角平缓为特征,苏北—胶东南地区片理倾向南东为主,倾角变化从平缓至陡(图 13—2,表 13—1),第三,面理倾角变化与变形相有关,在蓝片岩相糜棱岩带中(如肥东—张八岭地区)比在造山带核部片理倾角平缓。总之,总体片理平缓是突出的特征,后面涉及到的 S-C 组构,相对运动方向均是在比较平缓面理基础上所描述的。

在上述面理构造发育的部位,常常发现沿面理具有明显的剪切滑移,因此在糜棱岩中 S-C 组构十分发育(图版 Ⅵ—2,Ⅵ—1,图 13—3)。S-C 组构所夹锐角总体指示沿面理上层相对于下层向 SE 运动。

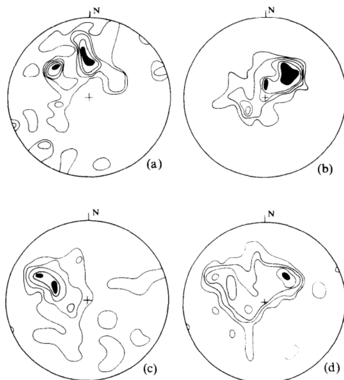


图 13—2 郯庐断裂带及邻区变形岩石片理产状极点等面积投影

(下半球投影,等密线 1%~3%~5%~7%~9% (a—c) 和 1%~2%~3%~5%~7% (d))

(a)—大别山地区;(b)—肥东—张八岭地区;(c)—苏北—胶东南地区;(d)—全区

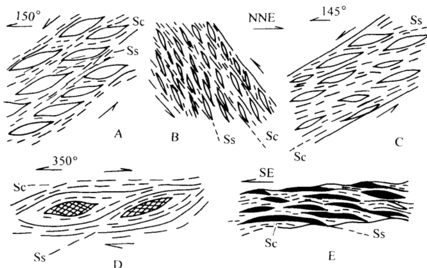


图 13—3 郯庐断裂带及邻区 S-C 组构素描

A—全椒昌湾;B—舒城大河乡;C—嘉山林东水库;D 东海青龙山;E—嘉山林东水库

A—D 压扁定向组成 Ss 面理者均为残斑矿物,E 压扁定向构成 Ss 面理者为变形砾石

2. 线理构造

这里所指的线理是反映韧性剪切变形过程中物质相对运动的 a 线理，也包括一部分单向拉伸变形为主的拉伸线理（也属于 a 线理），在后一种情况下，面理构造一般发育较弱或者不发育（图版 Ⅵ—3）。

经统计分析，郯庐断裂带及其相邻地区，线理产状呈现有规律的变化（表 13—2，图 13—4、13—5）。

表 13—2 郯庐断裂带及邻区岩石变形 a 线理产状变化特征统计表

地　区	线理产状特征	主体变化范围		主极密产状	次极密产状	备　注
		倾　向	倾　角			
大别山地区	线理产状集中，优势明显，倾向 SSE	135°～172°	0°～40°	163°∠15°		变化范围以 3%等密线圈定，下同
肥东—张八岭地区	线理产状分两部分集中，倾向分别为 SE 和 NNE	133°～170°	−15°～30°	154°∠11°	24°∠13°	倾角负值示与主体倾向相反，表内示倾向 NW，下同
		8°～38°	0°～28°			
苏北—胶东南地区	线理产状比较集中，主体呈倾向 SSE—SE—EW	8°～190°	0°～55°	110°∠28°		
全　区	线理产状集中，优势分为三部分，分别倾向 SSE、SE 和 NNE	135°～172°	−8°～30°	152°∠10°	(1)112°∠26° (2)24°∠13°	
		102°～128°	12°～45°			
		6°～38°	2°～24°			

从图表中可以看出，在大别山地区，线理总体向南南东倾伏，其优势产状为 163°∠15°；在肥东—张八岭地区，线理优势产状 154°∠11°，次优势产状 24°∠13°；在苏北—胶东南地区，线理产状显得相对较为分散，总体向南东东倾伏，优势产状 110°∠28°；就全区而言，线理最优势产状 152°∠10°，两个次优势产状为 112°∠26°和 24°∠13°。

在地域分布上的变化规律是，自南向北，即自大别山向肥东—张八岭至苏北—胶东南，线理倾伏方向从 SSE 依次变化为 SE、SEE，直至近东西向，侧伏角很平缓（图 13—4）。

3. a 型—ab 型—b 型褶皱构造

在郯庐断裂带及其相邻地区韧性变形带内各种小型褶皱非常发育，根据这些褶皱枢纽与 a 线理的关系，将它们分为 a 型、ab 型和 b 型等类型（图 13—6、13—7，图版 Ⅵ—4、5、6、7 及表 13—3）。从地域分布上，大别山、胶东南地区和苏北地区以 a 型、ab 型褶皱多见，而张八岭地区以 b 型褶皱为主。

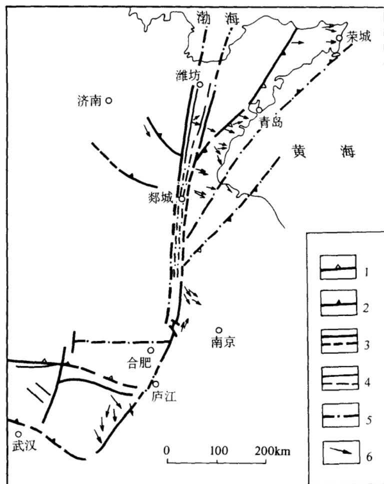


图 13—4　郯庐断裂带及邻区 a 线理分布图

1—地块边界断裂；2—逆冲断裂；3—郯庐主干断裂；4—一般断裂；5—隐伏推测及遥感解译断裂；6—a 线理倾向

小褶皱类型之所以有此差别，可能与其所处韧性剪切带的部分及变形变质层次不同有关。在韧性剪切带的高应变中心区多形成 a 型或 ab 型褶皱，如在大别山、苏北—胶东南地区所见。在相对较浅层次变形变质相的韧性剪切带内多形成 b 型褶皱。如在张八岭地区所见中低温蓝片岩相韧性变形带内，片状糜棱岩形成缓产状面理构造及一系列轴向 NE 的 b 型褶皱，指示在华北与华南地块拼合及郯庐韧性平移期，扬子地块盖层向南东滑移运动的特征。

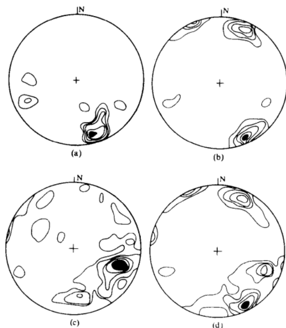


图 13—5 郯庐断裂带地区变形岩石 a 线理产状等面积投影

(下半球投影，等密线 1%～3%～5%～7%～9%)

(a)—大别山地区；(b)—肥东—张八岭地区；(c)—苏北—胶东南地区；(d)—全区

表 13—3 郯庐断裂带邻区韧性变形岩石中褶皱类型一览表

序点	点号	位 置	岩 性	褶皱要素产状		a 线理产状	褶皱类型
				轴 面	枢 纽		
1	91015	沂水峨山口西	变晶糜棱岩	340°/NE40°	40°∠50°	20°∠15°	ab 型
2	91031	胶南六汪	片麻糜棱岩	80°/SE30°	230°∠20°	230°	a 型
3	91038	威海海头院	片麻岩夹榴辉岩	5°/SE45°	140°∠30°	110°∠48°	近 a 型
4	91040	文登腾家	超基性岩及灰岩	23°/SE78°	36°∠0°	110°	b 型
5	91045	文登靖海卫	片麻岩夹榴辉岩	130°/SW80°	130°∠40°	110°	近 a 型
6	93001	佛子岭水库	绢云石英片岩	45°/NW75°	25°∠15°	245°∠18°	ab 型
7	93013	岳西斑竹畈	片麻岩夹角闪岩		330°	350°	近 a 型
8	93020	太湖毛屋	辉石岩夹榴辉岩	75°/SE30°	105°∠4°	190°∠19°	b 型
9	93029	全椒昌湾	糜棱岩(张八岭群)	80°/SE85°	110°∠5°	28°∠14°	b 型
10	93037	嘉山张八岭	糜棱岩(张八岭群)	100°/SW30°	225°∠8°	45°∠21°	ab 型
11	93040	嘉山林东水库	糜棱岩(张八岭群)	120°/SW53°	245°∠45°	150°∠5°	b 型

续表

序点	点号	位置	岩性	褶皱要素产状		a线理产状	褶皱类型	备注
				轴面	枢纽			
12	93040	嘉山林东水库	糜棱岩(张八岭群)		225°∠26°	140°∠8°	b型	
13	93041	嘉山林东水库	糜棱岩(张八岭群)		230°∠40°	150°∠4°	b型	
14	93112	庐江白石山	糜棱岩	310°/SW75°	278°∠55°	150°	ab型	
15	93406	东海孟中	片麻岩		275°∠0°	135°∠30°	ab型	
16	93408	连云港猴嘴镇	白云石英片岩	10°/SE50°	140°∠40°	110°∠30°	ab型	
17	93413	莒南甄家沟	片麻岩夹斜长角闪岩	340°/NE75°	160°∠20°	不发育	b型	(M型)
18	93417	日照梭罗树	角闪片麻岩夹榴辉岩	345°/SW65°	173°∠25°	170°∠22°	a型	
19	93421	莒南张家沟	片麻岩夹榴辉岩	328°/SW80°	125°∠25°	114°∠21°	a型	
20	93422	莒南刘上砚柱	片麻状糜棱岩	284°/NE64°	105°∠28°	110°∠25°	a型	
21	93423	莒南�француз边	片麻状糜棱岩	135°/NE50°	145°∠46°	115°∠45°	ab型	
22	93434	莒南洙边	片麻状糜棱岩	120°/NE60°	305°∠30°	110°∠7°	ab型	
23	93450	日照丝山	片麻岩	110°/SW70°	108°∠20°	107°∠20°	a型	
24	93458	胶南瓦屋庄	片麻岩	55°/SE22°	310°∠13°	134°∠3°	a型	
25	93016	岳西菖蒲	片麻岩夹辉石岩、榴辉岩	345°/NE30°	160°∠15°	170°∠10°	a型	
26	93485	诸城团子山	片麻岩	15°/SE50°	20°∠15°	200°∠2°	a型	
27	93407	东海牛山	黑云斜长片麻岩	10°/SE40°	180°∠40°	140°∠32°	a型	
28	93348	嘉　山	片理岩	—	44°∠30°	130°∠15°	b型	

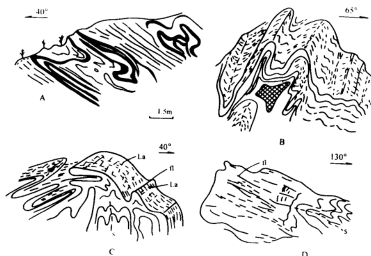


图 13—6　各种小褶皱素描

A—b型褶皱(太湖毛屋);B—a型褶皱(东海牛山);C—a型褶皱(莒南张家沟);D—a型褶皱(岳西菖蒲)



图 13—7　山东莒南甄家沟 M 型褶皱素描

1—斜长片麻岩；2—黑云斜长片麻岩；3—斜长角闪岩；4—断层

在本区一部分 b 型褶皱常表现为 M 型褶皱，显示出挤压（压扁）机制（图 13—7）。

4. 糜棱岩类型及显微构造特征

根据矿物组合、结构构造特征，郯庐断裂带及邻区韧性变形层次中糜棱岩分为以下几种类型：

（1）长英质糜棱岩

这是区内分布最广泛的糜棱岩类型。岩石由残碎斑晶和糜棱质组成。残碎斑晶主要为长石，呈眼球状，小透镜状，长轴 2～5 mm，大者达 10 mm，残斑常构成 σ 型和 δ 型旋转构造（图版Ⅲ—4、6，Ⅵ—8），也见有长石多米诺现象；糜棱质主要为石英及少量绢（白）云母，石英具有动态重结晶、拉长变形或拔丝构造，白云母常见有膝折、云母鱼等构造（图版Ⅶ—1，Ⅱ—2），总体具明显定向流动构造。

（2）长石糜棱岩

主要沿造山带近核部长石糜棱岩相变形带产出。岩石主要成分为长石，含少量石英，结构上也具有残碎斑晶和糜棱质两部分。与一般长英质糜棱岩相比所不同的是残碎斑晶含量较少，特别是长石矿物除为残碎斑晶产出外，更多是作为糜棱基质出现，长石发生明显的细粒化和动态重结晶（图版Ⅶ—2）。动态重结晶长石粒度一般为 20～50 μm。糜棱质中石英含量较低。整体上定向流动构造发育。

（3）含蓝闪石片状糜棱岩

该类岩石沿造山带南侧蓝片岩相变形带分布，从大别山南缘，经肥东、张八岭，至苏北地区。岩石主要矿物成分为白云母（系多硅白云母）和石英，次为长石，另有少量（0.5%～2%）蓝闪石。该类岩石残斑结构不明显，两种主要矿物石英和白云母都表现出强烈的韧性变形，白云母呈片状集合体定向排列或条带状分布，石英呈细小的粒状动态重结晶颗粒，集合体为条带状分布于白云母条带之间。蓝闪石呈细小针状不均匀地分布于岩石中，为定向排列。岩石具片状构造（图版Ⅶ—3）。

含蓝闪石片状糜棱岩往往出露于韧性变形带高应变区。应变轴比 a/c 可达 50～80：1 剪应变也在 6～10 或更大，最典型的含蓝闪石片状糜棱岩见于张八岭地区。

（4）榴辉岩及糜棱状榴辉岩

榴辉岩系高温超高压相变质岩石，区内榴辉岩出露区均有强烈的韧性超韧性变形，多数榴辉岩与糜棱岩、变晶糜棱岩、长石糜棱岩及糜棱片麻岩共生，榴辉岩呈透镜状或呈似层状

与其他岩石共生并发生同步褶皱，这些褶皱常常为 a 型或 ab 型（如威海、靖海卫、梭罗树、莒南、东海等地），褶皱枢纽与 a 线理一致或者呈中小角度斜交。

韧性变形榴辉岩常具糜棱结构。石榴子石粒内出现不均一消光，单晶可呈压扁状或透镜状。其集合体往往呈眼球状或条带状分布于辉石及斜长石之间，甚至出现细粒石榴子石糜棱质条带。其他退变质形成的角闪石或黑云母等矿物也常具定向排列，构成面理或线理构造（图版Ⅵ—4,7），具有如此构造特征者称之为糜棱状榴辉岩。

（5）其他糜棱岩

除上述四种糜棱岩外，区内尚有斜长角闪质糜棱岩、流纹质变晶糜棱岩、火山碎屑（集块）岩变形形成的糜棱岩等。需要特别指出的是火山集块岩中的花岗质巨砾（10～1000mm），经强烈变形形成长达数米至十数米、厚为一二十厘米的三轴扁椭球，构成假层理或假条带状构造，其在野外露头尺度上的景象甚为壮观（图版Ⅵ—5）。

13.1.3 糜棱岩岩石组构特征

岩石组构是指岩石中矿物分布的各向异性，因此，岩组分析结果可以定量反映韧性变形带中岩石三维应变状态。笔者选择主要造岩矿物石英作为组构要素测量的对象，以了解郯庐断裂带及邻区韧性变形阶段运动学特征。对研究区各种糜棱岩，选用九个样品，在费氏台上统计测量石英的光轴方位，编制等面积投影图（图 13—8）。

从图中可以看出，区内各种糜棱岩石英光轴定向组构非常明显，基本上表现为单一的点极密，其中（4）、（3）、（7）、（9）尤为明显，部分伴随有弱的不规则环带；从点极密与S面理的关系上看，绝大部分接近于S面理，少数有较小的夹角；从点极密与a线理的关系上看，大多数接近a线理；此外，点极密与S面的较小夹角具有非常一致的指向N侧的特征。总之，这种特征的组构反映了石英未发生明显旋转，是仅以剪切滑移变形为特征的S型构造岩。同时，石英光轴趋向于与a线理一致，说明本区岩石变形是中高温条件下的变形，石英在变形过程中，其滑移系统为柱面滑移，滑移方向平行c轴（郑伯让，1989）。此外，从点极密与S面理及a线理之间的夹角指向，反映了这些糜棱岩变形运动方向相对于面理而言，具有上层相对下层向 SE 方向（包括 SSE 及 SEE）的剪切变形特征（图 13—8）。

13.1.4 韧性变形岩石应变测量

岩石应变测量就是利用岩石中的某些标志体（如化石、鲕粒、矿物等）的形态、分布来测量岩石的应变。通过岩石应就测量可以认识岩石的变形机制，恢复岩石变形前的状态，建立区域应变场及进行造山带缩短量、剪切带位移量的估算等。

岩石应变测量有多种方法，本文中以变形岩石中的矿物或砾石为标志体（图版Ⅵ—3，13）运用长短轴法进行测量，同时，对 S-C 组构比较明显的岩石，也以 S-C 面理夹角法测算剪应变。区内韧性变形岩石应变测量结果见表 13—4 和图 13—9。

从图、表中可以看出，区内岩石变形主要参数分别为：a/c 比值 4.87～47.01，压缩量分别 61.4%～87.2%，剪应变 1.98～6.71，付林系数 K 值 0.09～3.17，且多数<1，反映出以压扁为主的变形性质。在张八岭地区和莒南地区 K 值大于 1，反映其属于偏拉伸的剪切变形，宏观上这两地区 a 线理也明显发育。

测量结果虽然组数有限，但考虑到了区域上的分布，具有一定的代表性，基本上反映了区内的应变场特征。

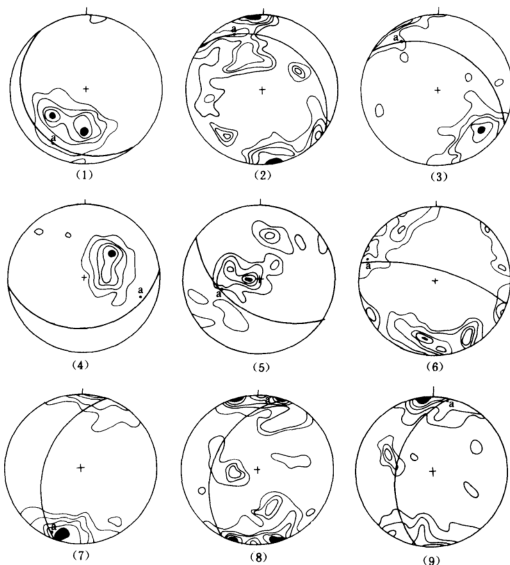


图 13—8　郯庐断裂带及邻区糜棱岩石英光轴岩组图

（上半球投影）

(1)—9329；(2)—9350；(3)—P2-1；(4)—93436；(5)—93418；(6)—93450；(7)—93453；(8)—93506；(9)—93561；

(1) ～ (3) 为张八岭地区；(4) ～ (7) 为苏北—胶东南地区；(8) ～ (9) 为沂水峨山口附近，

等密线 1%～3%～5%～7%～9%

此外在嘉山林东水库溢洪道，对糜棱岩 S-C 面理夹角进行了测算，其大多在 5°～10°之间，平均 8°，如果作为简单剪切则剪应变 $\gamma=\frac{2}{\tan 2\theta}$=5.49～11.34，平均为 6.97，这与在张八岭地区用长短轴法测量变形砾石的结果（表 13—4、5）剪应变为 5.47～6.71，平均 6.04 比较接近。

表 13—4　郯庐断裂带及邻区主要变形岩石应变测量结果

序号	样品号	位置	岩性	ac片		bc片		K_{xy}	付林系数 K	应变强度	剪应变	压缩量 $P/\%$	备注
				所测标志体数量	K_{x2}	所测标志体数量	K_{y2}						
1	9309-1	霍山汪家冲	变晶糜棱岩	54	9.23	14	5.62	1.64	0.14	6.26	2.71	73.2	大别山
2	9323-1	武穴四旺	变晶糜棱岩	50	11.10	45	5.92	1.88	0.18	6.80	3.03	75.2	
3	9334-6	全椒西冷	片状糜棱岩	43	47.01	39	10.11	4.65	0.40	13.76	6.71	87.2	张八岭地区
4	9386-2	全椒昌湾	片状糜棱岩	51	37.27	19	3.97	9.38	2.82	11.25	5.94	81.1	
5	93164-1	全椒周岗	变形砾岩	53	6.54	10	3.30	1.98	0.43	4.28	2.17	64.1	
6	P_{12}-1	嘉山林东水库	片状糜棱岩	50	31.9	35	4.91	6.50	1.41	10.41	5.47	81.4	
7	93409	连云港花果山	变晶糜棱岩	48	10.45	43	4.75	2.20	0.32	5.95	2.92	72.8	苏北—胶东南地区
8	93435-2	莒南洙边	花岗质糜棱岩	31	12.79	35	2.38	5.37	3.17	6.75	3.30	68.0	
9	93436-2	莒南洙边	闪长质糜棱岩	27	10.85	26	2.38	4.56	2.58	5.94	2.99	66.2	
10	93426-10	莒南东寅马	长英质糜棱岩	49	6.44	15	3.05	2.11	0.54	4.16	2.14	62.9	
11	93482-1	诸城皇华店	长英质糜棱岩	23	5.75	14	2.74	2.10	0.63	3.84	1.98	60.1	
12	93472-1	诸城桃园	长英质糜棱岩	28	6.44	45	3.25	1.98	0.43	4.23	2.14	63.7	
13	93478-1	诸城桃园	长英质糜棱岩	45	5.75	23	4.05	1.42	0.14	4.47	1.98	65.0	
14	9129-1	诸城桃园	千枚状糜棱岩	52	5.19	50	3.0	1.73	0.37	3.73	1.84	60.0	五莲-荣成断裂带韧脆性变形
15	93471	诸城炭井	千枚状糜棱岩	47	4.81	14	3.61	1.33	0.09	3.94	1.74	61.4	

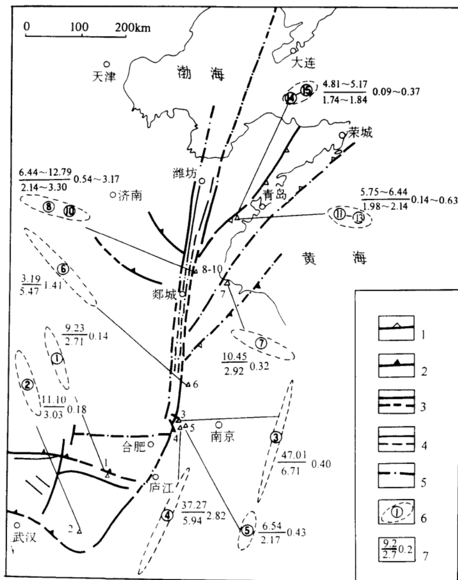


图 13—9　郯庐断裂带及邻区应变测量结果图

1—地块边界断裂；2—逆冲断裂；3—郯庐主干断裂；4——般断裂；5—隐伏断裂；6—a/c 示意椭圆（只示各区相对大小，未按 a/c 比值作图，椭圆内数字同表 13—4 中序号）；7—$\frac{a/c\ 比值}{剪应变}$付林系数

郯庐断裂引人瞩目，其邻区的韧性变形同样引人重视，自 80 年代初岩石应变测量方法从国外引进以来，徐嘉炜（1984）、董法先、陈柏林等（1993、1995）在开展一些专题研究工作中，进行了岩石变形测量，其结果见表 13—5。特别是徐嘉炜先生（1984）最早开展了沿江（指

表 13—5　前人所做有关岩石变形测量结果

序　号	地　区	地层或岩性	测量数据		K_{x2}		K_{y2}		付林系数 K	平均剪应变	压缩量 %	研究者
			组数	颗粒数	范围	平均	范围	平均				
1	张八岭地区	张八岭群糜棱岩	4	727	20.18～87.37	48.84	3.43～7.81	6.26	1.29	6.85	85.16	徐嘉炜等(1984)
2		苏家湾组变形砾岩	7	1392	6.31～57.38	19.41	1.91～7.54	4.10	1.21	4.18	74.89	
3		周岗组变形砾岩	1	156	—	12.78	—	2.94	1.63	3.30	70.14	
4	巢　县	苏家湾组变形砾岩	2	—	4.05～10.49	7.27	1.59～3.08	2.34	1.57	2.33	61.11	
5	沿　江	苏家湾组变形砾岩	2	379	2.22～3.36	2.76	1.40～2.07	1.73	0.82	1.06	40.61	
6	五河大巩山	五河群变晶糜棱岩	2	176	2.30～2.82	2.56	—	—	—	0.98	—	董法先等(1995)
7		SN 向韧脆性糜棱岩	7	521	2.45～5.00	3.10	—	—	—	1.19	—	
8	宿松界岭	NEE 向韧性糜棱岩	18	1224	2.40～4.00	2.96	—	—	—	1.14	—	董法先等(1993)
9	张八岭地区	苏家湾组	1	68	—	8.5	—	2.8	0.93	2.57	65.24	许志琴(1987)
10		苏家湾组	1	87	—	15.20	—	3.85	1.13	3.65	74.24	

皖中南沿长江)、巢县、张八岭地区的岩石变形测量,得出张八岭地区张八岭群的 a/c 为 20.18～87.37,平均剪应变达 6.85;并从张八岭群向苏家湾组、周岗组变形量逐渐减小等认识,是开创性的研究成果。

综合上述岩石变形测量结果,变形大小与距大别山-胶东南造山变形带中心的距离有关,也就是说,高温高压榴辉岩带、长石糜棱岩带应变 a/c 一般 6～15,剪应变 2～3。变形最大部位发育在蓝闪石片岩变形带内,其变形 a/c 达 30～80,剪应变达 6～9。蓝片岩之上的韧脆性变形及盖层的褶皱变形等变形量逐渐减小。因此,从深层次超韧性至浅层次褶皱变形变质强度呈现出规律性变化曲线(图 13—10)。

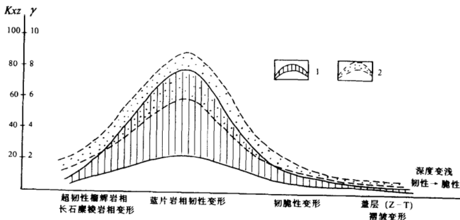


图 13—10　郯庐断裂带及邻区变形层次与应变强弱关系曲线图

1—a/c 比值变化域;2—剪应变变化域

13.1.5　韧性变形相对运动方向的确定

韧性变形的相对运动方向是相对于 C 面理而言的,前文已指出,区内面理构造总体呈比较平缓的产状,因此,在讨论运动方向时,相对于这些较平缓的面理而言,都是指上层相对下层的剪切变形滑动的方向。

1. 运动方向的判别标志及方向的确定

研究区反映剪切运动方向的标志主要有:a 线理、S-C 组构、不对称 b 型褶皱、岩石显微组构和残碎斑晶旋转系等。

(1) a 线理

a 线理反映物质运动的方向。区内 a 线理(图 13—4)呈 SE—NW 向分布,但各地区有所差异。大别山以 NS 向或 SSE—NNW 为主;张八岭以 SE—NW 向为主,苏北—胶东南地区以 SEE—NWW 及近 EW 向为主。

(2) S-C 组构

在 S-C 组构发育的地区,由 S-C 组构可以判别剪切运动的方向。如图 13—3 中 A、B、C、D 为岩石中较脆性的矿物残碎斑晶显示的 S-C 组构,均显示了上层相对向南或南东的运动特征,图 13—3E 是变形砾石长轴显示的 S 面理与 C 面理的关系,也指示上层向 SE 方向的

运动(图版Ⅵ—1,2)。

(3) 岩石石英组构特征

本区韧性变形糜棱岩的石英光轴组构均表现为简单的一、两个点极密(图 13—8),而且点极密都比较靠近 S 面理和 a 线理,反映的是中高温条件下石英沿柱面滑移系平行光轴(C)方向的滑移变形。从点极密与 S 面理及 a 线理的所夹锐角指向判断,糜棱岩变形的相对运动方向是上层相对向南东的运动(图 13—8)。

(4) 糜棱岩显微旋转碎斑系

糜棱岩薄片(ac 片)镜下可以见到许多残碎斑晶构成的旋转碎斑系,据此可以判断剪切变形的相对运动(图版Ⅵ—8,Ⅲ—4、6)。

(5) 不对称 b 型褶皱

由于韧性剪切变形向韧脆性演化,在薄层片状糜棱岩发育部位形成 b 型褶皱,并往往具不对称的特点(图 13—11,图版Ⅵ—6),从其倒向可以判别剪切运动的方向。同时下扬子地区盖层(Z—T 地层)的不对称褶皱(图 13—12),也指示了上层相对下层向 SE 方向的运动。

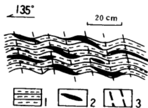


图 13—11 糜棱岩中变形砾石及 b 型褶皱素描

(嘉山林东水库溢洪道)

1—糜棱岩;2—变形砾石;3—b 型褶皱轴面

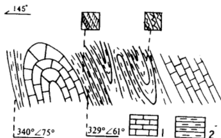


图 13—12 盖层岩石的不对称褶皱

(全椒黄栗树震旦系地层)

1—灰岩;2—泥质岩夹层

综上所述,可以概括区内韧性变形的运动方向为:大别山地区上层向 S 或 SSE,张八岭地区上层向 SE 为主,苏北—胶东南地区上层向 SEE 或向 E 运动。

2. 韧性变形运动方向恢复

以上所分析的相对运动方向都是依据现今出露的线理、b 型褶皱等等标志物的产状确定的,然而这些韧性变形构造形迹形成之后又发生过一系列的变动,如线理方向的变化,面理的倾向变化及褶皱等等,而各地区各部位这种变化又千差万别。因此,要把各种现位的构造变形形迹恢复到华北与华南地块拼合及郯庐断裂韧性左行平移期(印支末期)的产状是非常重要却又是非常困难的。

笔者运用古地磁方法对地块是否发生整体旋转等进行了研究和探讨(详见第五章),研究结果表明郯庐断裂东侧地块在 K_1 之前,很可能在 J_3 发生了 15°～25°的逆时针转动。如果将这种整体转动复原,那么郯庐断裂东侧的苏北-胶东南地区现在呈 SEE 的线理则就成为 SE 向为主了。所以发生于 T_{2-3} 的地块拼合时的韧性变形的相对运动是华北地块仰冲、华南地块俯冲,其总体运动方向是上层向 SE 方向运动。

13.1.6 韧性变形剪切位移的估算

1. 由剪应变估算剪切位移

由前述岩石应变测量结果得知，区内剪应变为 1.98～6.71(表 13—4)，平均约为 3.35。

考虑到拼合造山带的层次，榴辉岩相韧性变形发生在 80～100 km 或者更深的部位，蓝片岩相韧性变形发生在 25 km 左右深处，而苏家湾组、周岗组岩石的变形发生在 10～15 km 深处，因此，苏家湾组以下发生大规模韧性超韧性变形的岩石垂直厚度至少有 70～80 km。如果按上述平均剪应变估算，则剪切位移为 230～270 km。结合前述剪切运动方向判别结果，可以认为，在华南地块盖层相对于基底向南东运动了 230～270 km。虽然这种估算较为粗略，但可以大致反映这种运动产生剪切位移的大小。

2. 平衡剖面法压缩量的估算

正因为华南地块与华北地块的拼合造山作用导致了在下扬子地区(皖东、皖南、苏南、浙西、赣北等)的盖层($Z—T_1$)发生强烈的褶皱，褶皱走向为 N50°E 左右，轴面倾向北西，两翼夹角较小，且往往一翼为倒转翼，呈紧密倒转褶皱(图 13—13)。这些褶皱的形成，使华南地块的盖层沿 NW—SE 方向产生了压缩，为此，我们采用平衡剖面法来估算其压缩量。

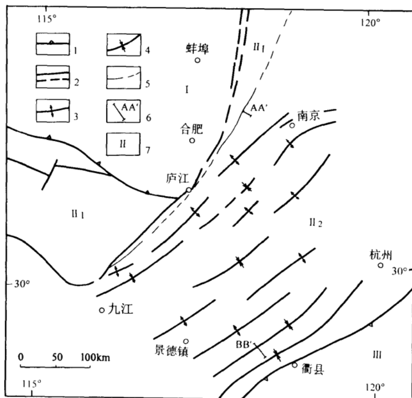


图 13—13　郯庐断裂南段及邻区构造略图

1—地块分界断裂；2—主干断裂；3—复背斜；4—复向斜；5—扬子地块基底与盖层界线(即张八岭群与 $Z—T_1$ 之界线)；6—平衡剖面位置及编号；7—地质分区；Ⅰ—华北地块；$Ⅱ_1$—大别-胶东南拼合造山群；$Ⅱ_2$—下扬子地块盖层出露区；Ⅲ—华夏地块(东南沿海褶皱带)

(1) 原理及前提

平衡剖面是指可以把剖面上的变形构造通过几何原则全部复原的剖面，它最早是由 Dahl Strom(1969)在阿巴拉契亚山前的 Alberta 油田的研究中提出来的，后来构造地质学家们逐渐把它引用于造山带的研究。Hosseck(1979)曾用它来计算造山带的缩短量。

下扬子地区盖层褶皱的北西边界在张八岭一线，南东界为浙江的江山-绍兴断裂带。其间宽度约 360 km。在此范围内由于燕山期及其以后的岩浆岩侵入及山间盆地第四系覆盖，使褶皱剖面出露不连续，同时从张八岭地区向南东至江山-绍兴断裂带，褶皱的形态(紧密度)和倒转呈现有规律的变化，即褶皱从紧密倒转逐渐变化为中等斜歪。所以为了简化计算，我们仅选择两段最具代表性的剖面来计算，这两段剖面是安徽全椒县黄栗树水库南侧的登祥窝山—大于剖面和浙江开化县虹桥至常山县童家剖面(图 13—13)，两剖面具有岩体破坏少，褶皱地层时代跨度较小，断裂破坏较少等特点。两段剖面均以 1：20 万区测填图资料为基础，并在计算过程中，作了如下假设条件：

1) Z—T_1 地层在褶皱前是水平的，地层的倾斜完全是由褶皱引起的；

2) 目前所见及的断裂均视为褶皱后(燕山期及其之后形成的)断裂，不计断裂作用的伸长和压缩量；

3) 褶皱都视为相似褶皱，据此进行褶皱全形的恢复；

4) 地层厚度在同一段剖面中视为均一。

(2) 典型段盖层褶皱压缩量估算

在上述前提条件下，对两典型段剖面进行平衡剖面法的压缩量估算

1) 登祥窝山—大于剖面

该剖面位于下扬子地块盖层出露区的最北西侧边缘，是褶皱变形最强烈的部位(图 13—13)。剖面出露地层为 Z—O，褶皱绝大多数为紧密倒转型，轴面倒向 SE，倾向 NW(图 13—14)。经褶皱恢复，位于 F_1 与 F_2 之间的寒武系地层由于褶皱引起的水平方向压缩量为 64%，即褶皱前水平岩层 SE—NW 方向宽为 20.8 km，褶皱后变成现在的 7.5 km。

2) 虹桥—童家剖面

该剖面位于下扬子地块东南缘，距江山-绍兴断裂带 25 km(以避免断裂作用的影响，图 13—13)。剖面出露地层为 Z—D_2，褶皱形态多为中等斜歪褶皱，相对于大于剖面来说，此剖面褶皱变形要弱许多。褶皱两翼基本都为正常翼，其倾角 30°～85°，其中背斜 NW 翼缓 30°～50°，倾向 NW，南东翼倾角陡 50°～85°，倾向 SE，而向斜则是 NW 翼陡，倾向 SE，南东翼缓，倾向 NW，褶皱轴面倾向 NW，倒向 SE，倾角 65°～88°(图 13—15)。由于不考虑断裂的影响，故将断层作直立处理。经褶皱恢复，童家剖面的岩层因褶皱引起的压缩量为 42%。

(3) 下扬子地区盖层褶皱总压缩量估算

上述两段剖面的压缩量代表了下扬子地区西北缘和东南缘的局部压缩量，计算结果是西北缘压缩量大于东南缘的压缩量。如果假设在整个地区自 NW 向 SE 压缩量呈等梯度递减分布，则平均压缩量为 53%，倘如考虑所选剖面系该段变形最强烈的部位，对全区所计算的压缩量作 75%～80%的降级处理，那么全区平均压缩量应在 40%～45%左右。

以 40%～45%的平均压缩率估算下扬子区 NW—SE 方向的缩短量为 240～295 km，即原来盖层水平宽度为 600～655 km，经褶皱作用压缩至目前的 360 km，假如将被压缩部分向 NW 拉开展平，则可从下扬子地块东南缘一直覆盖至苏北—胶东南地区。

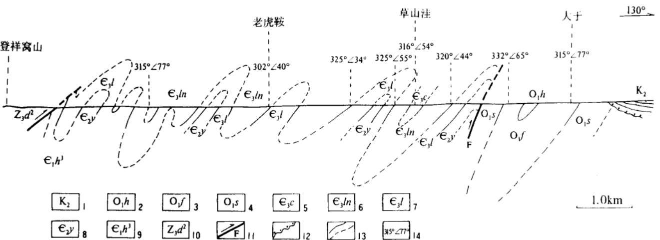


图 13—14 安徽全椒县登祥窝山—大于地质剖面图

1—上白垩统；2—下奥陶统红花园组；3—下奥陶统分乡组；4—下奥陶统上欧冲组；5—上寒武统车水桶组；6—上寒武统琅玡山组；7—上寒武统龙蟠组；8—中寒武统杨柳岗组；9—下寒武统黄栗树组；10—上震旦统灯影组；11—逆冲断层及编号；12—不整合；13—实推测地质界线；14—地层产状

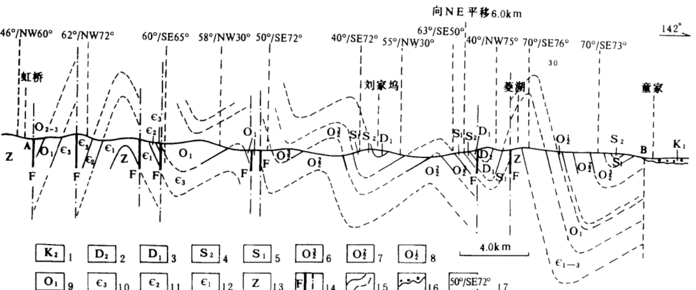


图 13—15 浙江江山县虹桥—常山童家地质剖面图

1—上白垩统；2—上泥盆统；3—下泥盆统；4—上志留统；5—下志留统；6—上奥陶文昌组；7—上奥陶长坞组；8—上奥陶黄泥岗组；9—下奥陶统；10—上寒武统；11—中寒武统；12—下寒武统；13—震旦系；14—断裂；15—地层界线；16—地层不整合；17—地层产状

3. 剪切位移量和盖层褶皱缩短量结果的对比讨论

从目前计算的结果，韧性变形盖层相对于深层基底向 SE 的剪位移 235～270 km，盖层褶皱 NW—SE 方向的缩短约 240～295 km，两者比较接近，但两者的计算或测算过程中都有许多假设条件以及其他多方面的影响因素。

1）应变测量标志体与基质的韧性差。不论是变形砾石，还是矿物标志体，与基质之间或多或少存在一定程度的韧性差。当然区内韧性变形都属于韧性超韧性变形，各种矿物都表现为强烈的韧性，矿物之间及标志体和基质之间的韧性差相对较小。韧性差的存在使标志体的应变测量结果略小于岩石的整体应变。

2）在褶皱缩短量计算中，假设褶皱形态为相似褶皱，而实际上，一些褶皱强烈的部位已经出现顶厚褶皱。因此，以相似褶皱为基础计算的缩短量也略低于实际缩短量。

3）断裂构造的影响，特别是在褶皱过程中，存在有一部分同期逆冲断层，使实际盖层的缩短量要稍高于仅由褶皱变形引起的缩短量。

因此，对郯庐断裂带南段及其邻区，下扬子地块盖层褶皱的缩短及盖层与基底间缓倾面的韧性剪切位移量比目前估算的数值略高，但是，在地质上，用所计算的结果来反映地质特征，是可行的。

13.1.7　剪切位移、褶皱缩短与郯庐断裂早期韧性平移

上述分析的韧性变形剪位移和下扬子地块盖层的褶皱缩短量，其运动学上都是表现在 SE—NW 方向上的剪切和压缩，它与郯庐断裂的成生发展是什么关系，有无内在的联系则是非常值得探讨的。

郯庐断裂带作为华北与华南两地块拼合不均匀的产物，是随着两地块拼合过程演化到一定阶段而成生的。现代地球科学研究表明，地球内中下地壳及地幔物质的低角度近水平流动是经常发生的，而较刚性的岩石圈地壳近似海面上的漂舟或冰海上的浮冰随着海流运动，因此，持续的地球内深部物质的水平流动必将导致浅部地块的俯冲和拼合。

在华南地块向华北地块俯冲拼合的过程中，由于地块边界的不规则性，特别是两地块拼接带呈向南突出的弧形状，导致深层次的超韧性左行平移运动，而这种深层次的深部物质的左行平移的结果是引起盖层（或浅层次物质）相对于基底（深部物质）的水平剪切运动和盖层的褶皱。

法国学者 F. Odonne 和 P. Vialon❶ 早在 1983 年就开展了基底平移（走滑）所引起的多层结构盖层变形特征的模拟实验研究。实验结果表明，当基底发生平移或走滑运动时，盖层与基底之间和多层结构盖层内各层之间都有非常特征的水平剪切运动，其运动方向与对盘基底的运动方向一致。同时盖层发生平面上呈雁列状的褶皱，这种褶皱在剖面上具不对称性，其轴面倒向对盘基底运动方向（图 13—16）。下扬子地区盖层与基底间水平剪切及盖层的褶皱与实验结果非常相似。

因此，我们可以从华南地块东段北缘地区存在的大范围的盖层相对基底向 SE 的水平剪切运动和盖层倒向 SE 的一系列斜列褶皱的事实推测，郯庐断裂带中南段早期存在着基底韧性左行平移或走滑运动。浅层次的褶皱，中等层次的水平韧性剪切变形是深层次基底左

---

❶ F. Odonne 和 P. Vialon，1983，模拟平移断裂上褶皱的模型，李中坚、胡东生译自“Tectonophysics”，Vol. 99，No. 1，构造译文集（六），地质力学所情报室，1987。

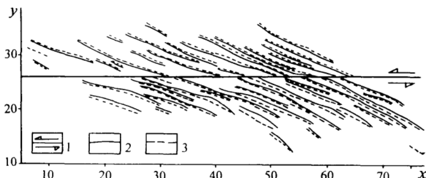


图 13—16 基底断裂平移造成盖层变形的模拟实验结果
(据 F. Odonne 和 P. Vialon, 1983)
1—基底平移方向;2—盖层底层褶皱脊线;3—盖层顶层褶皱脊线

行韧性平移运动在中、浅层次的表现形式。因而,这种深层次的平移运动留下的运动学证据是越深层次的变形带面理倾角越大,而浅层次的韧性变形面理倾角平缓。

现在我们再分析平移的位移量问题,从郯庐断裂带两侧的地幔岩标志,即榴辉岩带相互之间的位移,以大别山东南缘的潜山、太湖一线与苏北临沭、东海一线计算约为 300 km,这个结果与盖层相对于基底向 SE 的水平剪切位移(235～270 km)及盖层褶皱引起的 NW—SE 向的压缩量(240～295 km)比较接近,这种数据上的接近不是偶然的,说明了这三者间在运动学上的内在联系。

13.1.8 小结

郯庐断裂带的韧性变形左行平移是在华北地块与华南地块拼合和造山带演化到一定阶段的条件下发生的,其直接原因是两个地块的拼接带呈向南突出的弧形,变形的动力学机制是地球内深层次(下地壳—上地幔)物质的水平运动,郯庐断裂带韧性变形的表现形式是基底被动式左行平移,由这种基底平移引发的盖层与基底的运动形式是郯庐断裂东侧盖层沿平缓的面理向 SE 运动,盖层自身形成一系列走向 NE,轴面倒向 SE,呈雁列式的褶皱构造,这些运动和变形留下的运动学依据是总体走向 SE—NW 向、向 SE 缓倾的 a 线理构造,总体倾向 SE 为主、倾角缓至中等的面理构造及反映相对运动方向的一系列标志,郯庐基底韧性左行剪切的位移幅度约为 300 km。由于韧性变形之后造山带的继续隆起和剥蚀,使不同层次的变形沿大别-胶东南拼合造山带呈现有规律的分布,构成目前众人熟悉的构造图像。

13.2 构造应力场及其演化

构造应力场分析是构造地质研究的重要内容,也是郯庐断裂带研究中的不可缺少的部分,对于了解郯庐断裂的成生演化具有重要的意义。

构造应力场的研究随着构造地质学的发展而不断发展和完善,特别是近 20 年来,随着实验测试技术的发展,构造应力场的研究手段、研究方法日趋丰富。在确定主应力方向时,除了传统的节理、小褶皱、小断裂和岩石组构方法外,还可以运用断层擦痕进行计算机模拟分

析和显微构造分析方法(如石英光轴 c-c′、微破裂法、方解石机械双晶法等);在估算主应力大小(或差应力大小)时,可以运用常见矿物(石英、橄榄石、方解石)的显微构造古应力计(动态重结晶粒度法、亚颗粒粒度法,位错密度法)(王小凤等,1986;万天丰,1988、1993)和岩石声发射法(简称 AE 法)(丁原辰等,1991)。总之构造应力场的研究正从定性研究向着半定量或定量方向发展。

考虑到各种研究方法的适用范围和适用条件,结合郯庐断裂带地区的实际地质情况,笔者选用石英动态重结晶粒度法估算韧性变形的差应力($\sigma_1-\sigma_3$)大小;运用岩石声发射法测算脆性变形的各期构造主应力大小;运用断层擦痕统计计算机模拟方法并结合地质方法确定主应力方向,在此基础上,配合区域构造、小构造分析和组构分析等,研究郯庐断裂带地区构造应力场特征及其演化历史。

13.2.1 韧性变形构造差应力大小

本书采用变形显微构造古应力计,对郯庐断裂带韧性变形期的差应力值进行估算,动态重结晶粒度法估算岩石变形时的构造差应力大小。

1. 样品的选择和制样:选择具有明显塑性变形的长英质糜棱岩及片状糜棱岩做为研究样品,当然要考虑它们在区域上分布具有代表性和典型性。将其制成光薄片,经用二氟化铵溶液浸蚀(Twiss,1977)15min 左右,将反应沉淀物冲洗干净做为观测样品。

2. 差应力值估算

在光学显微镜下,采用截距法测算动态重结晶颗粒粒度,求得每个样品石英的平均 D 值。

$$D=\frac{3}{2}\ \frac{L}{n}$$

式中,L 为截线总长度;n 为测量颗粒数,D 为平均粒径。然后代入 Twiss(1977)公式

$$\sigma_1-\sigma_3=6.03D^{-0.68}$$

求得差应力值(表 13—6)。

式中,D 单位为 mm,则 $\sigma_1-\sigma_3$ 单位为 MPa。

表 13—6 郯庐断裂带及其邻区韧性变形古应力值一览表

序号	样号	岩性	位置	测量线长度 mm	测量颗粒数	重结晶石英颗粒粒径 μm	古应力值 $\sigma_1-\sigma_2$ MPa	地区
1	9309-9	糜棱岩	霍山汪家冲	2.53	235	16.11	99.88	大别山地区
2	9321-3	片状糜棱岩	宿松汪塥	10.1	444	34.12	59.96	
3	9323-4①	片状糜棱岩	武穴四旺	10.1	288	52.60	44.67	
4	9323-4②	片状糜棱岩	武穴四旺	5.30	328	24.25	75.63	
5	9318-3	糜棱岩	潜山割肚	10.1	248	61.09	40.35	
6	9326-13	花岗质粗糜棱岩	肥东桥头集	6.06	282	32.23	62.33	肥东—张八岭地区
7	9330-1	糜棱岩	全椒昌湾	10.1	430	35.23	58.67	
8	9353-2	糜棱岩	嘉山管店	10.1	767	19.75	86.96	
9	P7-1	糜棱岩	嘉山林东水库	10.1	506	29.94	65.53	

续表

序号	样号	岩性	位置	测量线长度 mm	测量颗粒数	重结晶石英颗粒粒径 μm	古应力值 $\sigma_1-\sigma_2$ MPa	地区
10	93409-2	糜棱岩	连云港花果山	3.28	368	12.48	118.83	苏北—鲁南地区
11	93425-5	糜棱岩	莒南东寅马	5.05	428	17.70	93.70	
12	93436-1	糜棱岩	莒南洙边	6.31	424	22.33	80.00	
13	93417-12	糜棱岩	日照梭罗树	10.1	351	43.16	51.11	
14	9124-6	糜棱岩	五莲水井峪	6.06	627	14.49	107.35	胶南地区
15	93471	糜棱岩	诸城桃园	2.78	130	32.05	62.57	五-荣断裂

从表 13—6 中可以看出，郯庐断裂带及相邻地区韧性变形的差应力为 40～118 MPa，属于中等偏低的差应力值。上述糜棱岩大多具有程度不一的稳态重结晶(恢复)作用，即具有变晶糜棱岩的特征，使晶体长大。另外庐江三里岗片状糜棱岩中多硅白云母^{40}Ar-^{39}Ar 测定有 208 Ma 和 163 Ma 两个坪，这也说明该岩石经历了两次热事件，即华北与华南地块拼合时期和郯庐断裂带左行平移期。因此上述测量结果可以作为郯庐断裂带韧性左行平移期的差应力值。

此外，王小凤(1982)、董法先(1993、1995)，刘德良(1991)，亓润章(1992)等对郯庐断裂带及相邻地区进行过古应力测量(表 13—7)，各家所测得的数据有小的差异。

表 13—7　郯庐断裂带地区前人所做的古应力值结果一览表

序号	地区	岩石	矿物	方法①	差应力值 $\sigma_1-\sigma_3$/MPa			资料来源
					范围	平均	样品数	
1	庐江	糜棱岩	方解石	位错密度法	39.2	39.2	1	王小凤(1982)
2	五莲芙蓉庄	片麻岩	石英	位错密度法	19.83～40.85	29.1	5	亓润章等(1992)
3	莒南张岭东	条带状片麻岩	石英	位错密度法	23.98～43.92	32.9	7	
4	莒南可乐庄	浅粒岩	石英	位错密度法	31.71～53.87	40.1	9	
5	诸城大岳崎	花岗片麻岩	石英	位错密度法	44.42～83.61	62.2	8	
6	诸城郑家庄	二长片麻岩	石英	位错密度法	26.50～63.40	39.4	7	
7	宿松界岭	糜棱岩	石英	重结晶粒度法	64.39～134.92	104.0	15	董法先、陈柏林等(1993)
8	宿松界岭	糜棱岩	石英	位错密度法	74.21～163.43	121.8	18	
9	五河大巩山	变晶糜棱岩	石英	重结晶粒度法	73.52～110.53	88.2	11	董法先等(1995)
10	五河大巩山	韧脆性糜棱岩	石英	位错密度法	121.1～235.2	174.7	26	
11	五河荣渡	变晶糜棱岩	石英	重结晶粒度法	97.2～115.4	104.8	5	
12	五河荣渡	韧脆性糜棱岩	石英	位错密度法	135.5～145.5		8	

续表

序号	地区	岩石	矿物	方法①	差应力值 $\sigma_1-\sigma_3$/MPa			资料来源
					范围	平均	样品数	
13	桐城	糜棱岩	石英	位错密度法	146.2～167.4	156.8	2	刘德良等(1991)
14	桂城	糜棱岩	石英	位错密度法	145.4～148.5	147.0	2	
15	杜埠	糜棱岩	石英	位错密度法	161.9～163.8	162.9	2	
16	晓天	变晶糜棱岩	石英	位错密度法	138.1～152.1	143.7	4	
17	窝络	糜棱岩	石英	位错密度法	104.6～109.1	106.9	2	
18	王台	眼球状糜棱岩	石英	位错密度法	171.2～181.4	176.3	2	
19	仰口	糜棱岩	石英	位错密度法	148.6～152.8	150.7	2	
20	玲珑金矿	蚀变岩	石英	位错密度法	67.25～120.82	101.1	6	吕古贤(1993)
21	胶西北地区	断裂构造岩	石英	位错密度法	101.0～168.0	141.7	6	邓军等(1995)
22	胶西北地区	断裂构造岩	石英	重结晶粒度法	32.7～42.6	39.85	11	
23	文登	花岗质粗糜棱岩	石英	位错密度法	90.05～206.9	143.9	10	许顺山等(1995)
24	文登	花岗质粗糜棱岩	石英	重结晶粒度法	39.7～135.4	64.5	8	
25	诸城桃园	韧脆性糜棱岩	石英	位错密度法	94～114.4	—	—	张长厚等(1993)

①表中位错密度法用 McMormick(1976)公式，重结晶粒度法用 Twiss(1977)公式。

②亓润章等，1992，山东山相家-郝戈庄断裂带金的地质成矿条件及找矿方向研究(内部研究报告)，南京地矿所。

③许顺山等，1995，山东文登金矿定位预测(研究报告)。

综观以往古应力测量结果(图 13—17)，在地域上估算值大致都在一个数量级内变化。在测量方法上看，由石英位错密度法估算的差应力较大，而用石英动态重结晶法估算的应力偏小；对岩石类型来说，各种变晶糜棱岩差应力值偏低，而一部分韧脆性叠加变形的其差应力较大。总体上属中等大小的差应力值。

3. 与国外著名断裂带、剪切带古应力值的对比

近年来，国内外已发表的著名断裂带、剪切带古应力值(表 13—8)，与郯庐断裂带及其邻区韧性变形的古应力值变化范围大体相似，后者韧脆性变形差应力值(表 13—7)局部略高于前者。

13.2.2 脆性变形构造主应力大小

郯庐断裂带地区在早期(前燕山)普遍的韧性变形之后，燕山期及其之后主要表现为脆性破裂或脆韧性变形。运用岩石声发射方法(AE 法)估算郯庐断裂带地区岩石变形所经历的各期构造主应力值，其结果见表 13—9。从中看出，区内主应力值大小及其变化具有如下特点：

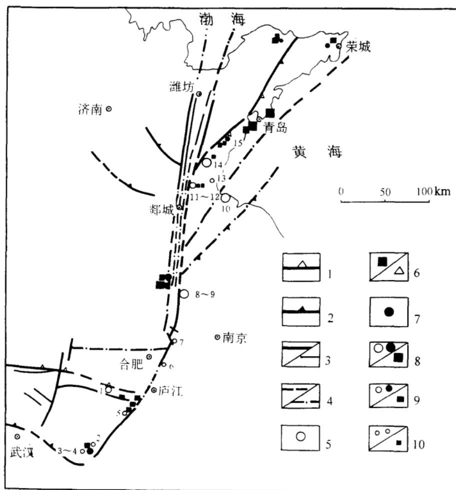


图 13—17 郯庐断裂带及邻区韧性变形差应力分布图

1—地块边界断裂；2—逆冲断裂；3—主干/一般断裂；4—推测/遥感解译断裂；5—本项研究石英动态重结晶法，差应力值投影；6—前人研究石英位错密度法/方解石位错密度法差应力值投影；7—前人研究石英动态重结晶粒度法差应力值投影；8—$\Delta\sigma$>100 MPa/>150 MPa；9—$\Delta\sigma$=70～100 MPa/100～150 MPa；10—$\Delta\sigma$<70 MPa/<100 MPa

1）糜棱片麻岩、榴辉岩和燕山早期花岗岩，大多数应力状况相似，即应力期次较多，最大主应力值较大，达 160～190 MPa。

2）砂岩由于抗压强度不够（93481 样品除外）所测主应力值较小，但从 93481 和 93454 样品来看，砂岩最大主应力约 90～130 MPa。

3）玄武岩普遍经历的应力期次较少，主应力值较低，一般为 30～90 MPa。

表 13—8 国内外著名断裂带或剪切带韧性变形差应力值一览表

序 号	断裂带或剪切带名称地点	岩 性	方 法	差应力值 MPa	作 者
1	美国加州 San Gabrie 山	石英长石质糜棱岩	动态重结晶石英粒度法	130	Twiss(1977)
2	澳大利亚 Arltunga 推覆体	石英质糜棱岩	位错密度法	30～130	Twiss(1977)
3	苏格兰 Moine 冲断层	石英岩	位错密度法	50～130	Twiss(1977)
4	苏格兰 Moine 冲断层	石英岩	位错密度法	85～110	Weathers(1979)
5	澳大利亚 Woodruffe 冲断层	石英质糜棱岩	位错密度法	30～130	Twiss(1977)
6	澳大利亚 Woodruffe 冲断层	糜棱岩化片麻岩	位错密度法	60～150	Etheridge(1979)
7	澳大利亚 Lachlan 褶皱带中的剪切带	糜棱岩化花岗岩	位错密度法	60～150	Etheridge(1979)
8	澳大利亚 Davenport 冲断层	糜棱岩化片麻岩	位错密度法	60～150	Etheridge(1979)
9	法国中央地块剪切带	花岗闪长岩	石英亚晶粒度法	25～150	Burg(1978)
10	格陵兰 Lkertog 剪切带	花岗闪长质片麻岩	位错密度法	20～40	Kohlstedt(1979)
11	美国科罗拉多 Gdaho Spring-Ralston 剪切带	石英岩	位错密度法	90～95	Kohlstedt(1980)
12	中国阿尔金断裂	石英岩	石英位错密度法	170	王小凤(1985)

因此，声发射结果符合较早的岩石经历了较多期应力作用的一般规律。同时从玄武岩所经历的多期次应力作用的事实说明了挽近时期仍有复杂的应力场演化历史，不可否认，糜棱片麻岩、变晶糜棱岩所经历的是较早期的主应力，依次类推可以分析出不同时期的历史应力值。当然，声发射方法的原理是微破裂扩容，那么有微破裂存在就表明是在偏脆性条件下形成的，由微破裂扩容所显示的主应力也应反映脆性为主的变形阶段的主应力大小，即主要反映印支期以来的主应力。

另据董法先等(1995)在安徽五河荣渡地区长英质变晶糜棱岩及斜长角闪岩所进行的声发射测试结果(表 13—10)与本研究接近。邓军等(1995)对胶西北地区燕山期花岗岩用 AE 法测得最大历史应力为 68.82 MPa，9 个样品介于 61.35～75.07 之间。

表 13—9 郯庐断裂带岩石声发射(AE)法各期主应力估算值一览表

样品点号	岩性	时代	采样地点	各期构造应力 /MPa									抗压强度/MPa		试样个数	备注
				(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)	范围	平均		
9318-12	片麻岩	Ar	潜山	35.3	50.3	69.4	—	100.8	120.6	(152.8)	(169.6)	(192.8)	108.5～216.5	157.4	3	()示σ_c够大者均明显
9323-10	片麻岩	Ar	武穴	35.3	47.7	76.7	—	107.1	132.4	(155.0)	—	—	87.6～183.9	144.9	3	同上
93431-1	糜棱岩	Ar	莒南	35.1	51.8	74.4	90.6	—	—	—	—	—	128.9～142.6	133.8	3	
93401-5	榴辉岩	印支期	东海	—	51.3	70.2	86.2	—	134.6	—	171.4	—	200.5～247.5	218.4	5	
93402-4	榴辉岩	印支期	东海	—	47.1	73.3	89.0	—	(121.2)	—	(177.2)	—	132.4～201.7	159.6	3	同上
93412-2	花岗岩	燕山早期	连云港	38.3	—	—	—	—	127.2	154.9	—	—	223.1～257.7	240.7	2	
93484-1	花岗岩	燕山早期	诸城柳树店	—	52.5	—	88.2	112.7	132.5	153.3	—	—	185.4～200.2	191.9	3	
9325-9	细砂岩	K_1	肥西防虎山	30.4	—	65.6	—	—	—	—	—	—	77.4～136.0	93.8	3	
93118-5	砂岩	K_1	庐江	35.2	—	76.6	—	—	—	—	—	—	83.5～91.7	87.6	3	
93459-3	砂岩	K_1	诸城	33.4	53.5	—	90.8	—	(134.6)	—	—	—	117.1～179.3	150.0	3	()示σ_c够大者均明显
93481-1	砂岩	K_1	诸城皇华店	35.0	52.1	—	—	—	135.8	—	—	—	197.4～205.3	200.3	4	
93100-1	玄武岩	E	嘉山	35.6	57.1	79.7	93.7	—	—	—	—	—	99.8～120.2	111.2	3	
93100-2	玄武岩	E	嘉山	31.3	52.9	70.3	93.3	—	—	—	—	—	109.0～190.2	139.0	4	
93564-1	玄武岩	N	沂水上窑	—	—	72.5	—	112.8	—	155.2	—	—	221.0～230.2	225.3	3	加粘合剂数据不可靠

表 13—10 荣渡矿区岩石声发射历史应力测量结果

序号	样品原号	岩 性	采样位置		抗压强度	现今应力估算值	历史应力估计值/MPa				
			孔号	孔深/m	MPa	MPa	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)
1	B179-1	黑云斜长片麻岩	ZK809	235	244	22	36	85	102	138	153
2	B179-1	黑云斜长片麻岩	ZK809	235	273	26	47	74	102	127	—
3	B179-2	黑云斜长片麻岩	ZK809	238.8	—	27	43	79	108	126	—
4	B179-3	黑云斜长片麻岩	ZK809	269	217	20	37	87	117	133	170
5	B179-3	黑云斜长片麻岩	ZK809	269	223	18	43	85	110	135	164
6	B18	黑云斜长片麻岩	ZK004	110	190	13	47	67	108	137	167
7	B18	黑云斜长片麻岩	ZK004	110	220	18	50	76	114	136	157
8	B19	斜长角闪岩	ZK004	125	143	19	44	66	107	—	—
9	B19	斜长角闪岩	ZK004	125	155	24	34	68	103	124	—
10	B19	斜长角闪岩	ZK004	125	150	28	45	61	108	139	—
11	B40	黑云斜长片麻岩	ZK402	137	—	17—26	47	68	103	138	160
12	B40	黑云斜长片麻岩	ZK402	137	—	23	42	68	104	137	161
13	B40	黑云斜长片麻岩	ZK402	137	—	27	49	66	104	135	163
14	B41	黑云斜长片麻岩	ZK402	149	168	—	43	67	110	135	—
15	B41	黑云斜长片麻岩	ZK402	149	—	27	44	65	117	135	168
16	B96-1	黑云斜长片麻岩	ZK1230	87.7	—	23	42	68	94	124	161
17	B96-1	黑云斜长片麻岩	ZK1230	87.7	243	28	53	82	102	124	162
18	B96-1	黑云斜长片麻岩	ZK1230	87.7	202	25	41	68	106	130	163
19	B96-2	黑云斜长片麻岩	ZK1230	93.5	134	—	45	64	101	—	—
20	B96-2	黑云斜长片麻岩	ZK1230	93.5	—	22	41	62	104	133	161

(据董法先等,1995)

综合上述,可将郯庐断裂带及其邻区脆性变形的主应力划分为四期:

第一期:时代 T_3—J_{1-2},仅仅发育于片麻岩和变晶糜棱岩中或者印支期榴辉岩中,其他岩石(J_3 及之后岩石)中未见,该期主应力大小为 160～190 MPa。

第二期:时代为 J_3—K_1,出现于燕山早期花岗岩及其以前的片麻岩、变晶糜棱岩、榴辉岩中,主应力大小 150～154 MPa。

第三期:时代为 K_2—E,出现于除 E 或 N 的玄武岩以外的所有早于玄武岩的岩石中,主应力大小为 90～135 MPa。

第四期:时代为 N—Q,出现于包括 N_1 玄武岩在内的所有岩石之中,主应力大小为 30～70 MPa。

13.2.3 韧性变形主应力方向的确定

韧性变形主应力方向主要依据韧性变形所留下的一系列构造形迹来确定。

1. a 线理、S-C 组构及不对称 b 型褶皱

这是韧性变形的重要构造,依据其可判别韧性变形运动方向,并由此推断韧性变形的主应力 σ_1 方向为 NW—SE 向,并且倾向 SE。

2. 岩石显微组构标志

由郯庐断裂带及邻区糜棱岩岩石组构(图 13—8)及其区域分布(图 13—18)特征,可得

出向 SE 缓倾韧性剪切变形带沿剪切滑移面上层相对于下层向 SE 方向运动，由此主压应力 σ_1 应为 NW—SE 向，且向 SE 倾伏（表 13—11）。

表 13—11　郯庐断裂带地区韧性变形主压应力 σ_1 方向一览表

点　号	岩性	产地	产状特征		方　法	特　征	相对运动	σ_1 产状	当恢复 ab 面近水平，$L=330L_0$ 时 σ_1 方向	
			面理	线理						
9316-2	大理岩		130°/NE40°	不明显 350°∠10°	方解石双晶法	—	上盘向南	215°∠26°	150°∠56°	大别山地区
9317-4	糜棱岩		80°/S60°	不明显 350°∠10°	c-c 法	c-c 趋势明显	同上	135°∠20°	同上	
9329-7	mly	金椒昌湾	335°/NE20°	20°∠10°	组构法	主极密	上盘向 NNE	38°∠40°	330°∠30°	张八岭地区
						次极密	上盘向 SSW	217°∠18°	150°∠30°	
9350-2	mly	嘉山林东	304°/SW30°	160°∠20°	组构法	单极密	上盘向 SSE	158°∠48°	150°∠30°	
P2-1	mly	同上	300°/SW41°	145°∠20°	组构法	单极密	上盘向 SSE	126°∠47°	150°∠30°	
9329-6	mly	全椒昌湾	324°/N19°	30°∠12°	组构法	单极密	上盘向 SSE	221°∠17°	150°∠30°	
93450-1	mly	日照丝山	105°/SW78°	295°∠10°	组构法	圆环＋极密	上盘向 SEE	93°∠39°	150°∠40°	苏北—鲁南地区
450-2	mly	同上	同上	90°∠10°	组构法	单极密	上盘向 SSE	90°∠40°	150°∠40°	
93418-	mly	日照梭罗树	303°/NE53°	70°∠53°	组构法	点极密	向 E	110°∠80°	150°∠40°	
93436—1	mly	莒南洙边	265°/N30°	290°∠15°	组构法	点极密	SEE	115°∠0°	150°∠20°	
93453-3	mly	诸城	23°/SE50°	23°∠0°	组构法	点极密	SW	249°∠36°	150°∠40°	胶东南地区（五-荣断裂）
93472-1	mly	诸城桃园	60°/SE50°	210°∠40°	组构法	点极密	W	270°∠69°	150°∠50°	
93506-1	mly	沂水马站	20°/SE40°	190°∠10°	组构法	环带＋点极密	SWW	256°∠48°	150°∠68°	峨山口—马站地区
93506-1	mly	同上	同上	同上	c-c	趋势明显	SWW	265°∠50°	150°∠70°	
93507-1	mly	同上	30°/SE60°	30°∠0°	组构	环带＋点极密	SWW	265°∠28°	150°∠70°	
93510-1	mly	同上	120°/SW80°	不明显	组构	环带＋点极密	NE	50°∠10°	—	
93561-2	mly	同上	12°/SE50°	12°∠0°	组构	环带＋点极密	SW	246°∠36°	150°∠70°	
93561-3	mly	同上	25°/SE68°	—	组构	环带＋点极密	SWW	273°∠26°	150°∠70°	

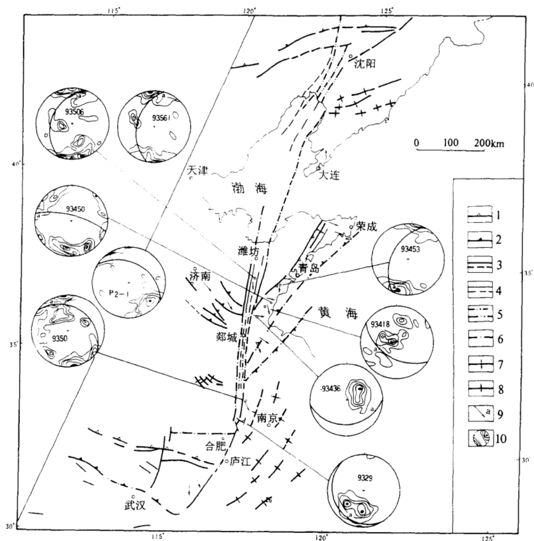


图 13—18 郯庐断裂带及邻区线理及组构图

1—地块边界断裂；2—逆冲断裂；3—主干断裂；4——般断裂；5—物探推测断裂；6—遥感推测断裂；7—背斜；8—向斜；9—a 线理及投影(箭头示倾向方向)；10—石英光轴组构图

3. 变形石英 c-c' 法测量

c-c' 法是利用变形石英晶体的变形纹主晶和次晶的光轴偏转方向与主应力方向的关系来求解主应力(σ_1)方向，即在变形纹发育的石英中，由主晶光轴向次晶光轴偏转的方向指向最大主压应力方向，并背离张应力方向。通过对研究区具变形纹石英的主次晶光轴(c，c')

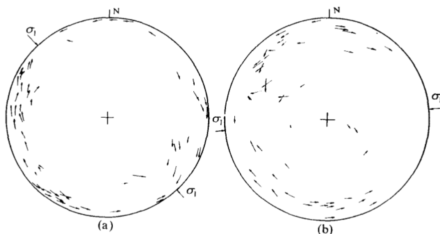


图 13—19 石英 *c-c* 法求解主应力方向图解

(a)—9317(大别山);(b)—93506(山东沂水马站东峨山口)

的测量统计,求出主应力 σ_1 和 σ_3 方向(图 13—19,表 13—11),大别山地区 σ_1 为 NW—SE 向,山东沂水马站地区为近 EW 向。

4. 方解石双晶法

方解石在塑性变形中最容易形成 e 双晶,实验证实方解石颗粒的 e 面双晶的法线与最大主压应力轴 σ_1 夹角为 45°,与张应力轴 σ_3 夹角为 71°。据此通过 e 双晶及主晶光轴的测量统计,可求得 σ_1 和 σ_3 方位。笔者对大别山地区大理岩中方解石变形双晶测量求得主压应力方向为 215°∠26°(表 13—11)。

在其他项目研究中,董法先、陈柏林(1993、1995)对区内韧性变形主应力方向也进行了统计(表 13—12),其结果与本研究比较接近。

表 13—12 前人对本区韧性变形主应力方向的测算结果一览表

序号	地 区	岩 石	方 法	测量数		σ_1 方向		推测变形时期	研究者
				组数	颗粒数	范围	平均		
1	宿松界岭	糜棱岩	变形石英 *c-c* 法	7	219	346°～15°	2°	较早	董法先等(1993)
2	宿松界岭	糜棱岩	应变椭球最大压扁面法线法	13	472	330°～357°	346°	较早	
3	五河县大巩山	韧脆性糜棱岩	变形石英 *c-c* 法	10	591	65°～128°	92.1°	稍晚	董法先等(1995)
4	五河县大巩山	变形含金石英脉	石英微破裂法	1	166	—	131°	较晚	
5	五河县大巩山	变形含金石英脉	亚颗粒晶界法	2	300	61°～70°	65.5°	较晚	

综上所述，按照现位构造形迹的产状，研究区韧性变形主应力方向统计结果如下：大别山地区 σ_1 为近 NS 向（局部 SSW—NNE）；张八岭地区 σ_1 为 SE—NW 向；苏北—胶东南地区 σ_1 为 SEE—NWW 向；山东沂水一带 σ_1 为近 EW 向。由于韧性变形运动学指向沿剪切面上层相对向 SE 运动，故 σ_1 倾伏向为 S 或 SE。

需指出，古地磁研究（见第五章）表明郯庐断裂带东侧地块在早白垩世之前发生了 15°～25°的逆时针旋转。如果将其恢复原位，那么苏北-胶东南地区韧性变形期的主应力方向均为 NW—SE 向，与张八岭地区更加接近。

所以，在华南地块与华北地块拼合及郯庐断裂启动、韧性变形期的主应力 σ_1 方向为总体 NNW—SSE 向，但由于华北与华南两地块拼合边界形态不规则，在不同段主应力方向有小的变化，在大别山地段以 SN 向为主，在张八岭—苏北—胶东南地区以 SE—NW 向为主。

13.2.4 脆性变形主应力方向的确定

郯庐断裂带及相邻地区，除了韧性变形之外，脆性破裂、脆性断裂构造极为发育，特别是郯庐断裂主带在近 100 Ma 以来，表现为强烈的脆性破碎，这些断裂破碎带所涉及的地质构造层广泛，影响的地质体众多。脆性破碎带的发育除了主干断裂外，还产生许多小型断层、擦痕以及“X”型共轭节理等等。这些构造形迹为我们研究变形主应力的方向提供了方便。

1. 断层擦痕法

断层擦痕法是一种确定主应力方向的计算机模拟统计方法——数学方法，其基本原理是在野外测量一定数量的断层擦痕，并判别运动方向，在室内将实测的断层擦痕数据输入计算机，以一定的程序计算或模拟求解出最佳主应力产状和应力比值。

利用断层擦痕反演构造应力场的方法在国外已得到了发展，该方法的原理是由 Bott（1976）首先提出来的，之后法国学者 Armijp（1978），Angetier（1979）及其他学者做了大量研究，大多以求解非线性方程组来编制计算机程序，认为介质和应力场是均匀的，少数学者又提出用线性方程组来求解的程序。

本项目研究中采用的是与上述有区别的一种断层擦痕法求解构造应力场，称之搜索法。它不需要解方程，配合有限元可以用于非均匀介质应力场中，所谓区别就在于计算机程序的差别，而原始数据选取，拟合最佳解选择都是相似的。

（1）断层擦痕搜索法的基本假设

1）断层面上的擦痕方向与该面上的最大剪切应力方向平行，即最大剪应力方向就是擦痕方向（图 13—20(a)）。根据这一假设，擦痕的方向是应力张量配置的函数。由一组滑动方向可解出四个变量，即主应力 σ_1、σ_2、σ_3 的方向和应力比值（应力的相对大小）

$$R,\left(R=\frac{\sigma_2-\sigma_3}{\sigma_1-\sigma_3}\right)$$

2）在研究的区域内存在着一个均匀应力场，介质是均匀各向同性的。

3）断层不影响应力场的均匀性，断层面不发生转动。

根据上面的基本假设，若已知某一地区断层擦痕资料，可以反演该区的构造应力场。

（2）基本公式

断层面上剪应力 $\vec{\tau}$（用坐标轴上的投影表示）

$$\vec{\tau}=\vec{P}-\vec{\sigma} \tag{1}$$

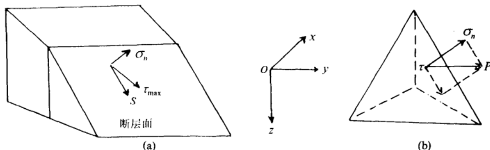


图 13—20　断层擦痕方向与应力方向的关系

式中：$\vec{P}$——断层面上的总应力；

$\vec{\sigma}$——断层面上的正应力(图 13—20(b))

$$\vec{\sigma}=(n_x n_y n_z)\begin{bmatrix}\sigma_x & \tau_{xy} & \tau_{xz}\\ \tau_{yx} & \sigma_y & \tau_{yz}\\ \tau_{zx} & \tau_{zy} & \sigma_z\end{bmatrix}\begin{Bmatrix}n_x\\ n_y\\ n_z\end{Bmatrix}\begin{Bmatrix}n_x\\ n_y\\ n_z\end{Bmatrix} \tag{2}$$

$$\vec{P}=\begin{bmatrix}\sigma_x & \tau_{xy} & \tau_{xz}\\ \tau_{yx} & \sigma_y & \tau_{yz}\\ \tau_{zx} & \tau_{zy} & \sigma_z\end{bmatrix}\begin{Bmatrix}n_x\\ n_y\\ n_z\end{Bmatrix} \tag{3}$$

由式(1) (2) (3) 可知剪应力在坐标轴上的投影为：

$$\vec{\tau}=\begin{bmatrix}\sigma_x & \tau_{xy} & \tau_{xz}\\ \tau_{yx} & \sigma_y & \tau_{yz}\\ \tau_{zx} & \tau_{zy} & \sigma_z\end{bmatrix}\begin{Bmatrix}n_x\\ n_y\\ n_z\end{Bmatrix}-\left\{[n_x n_y n_z]\begin{bmatrix}\sigma_x & \tau_{xy} & \tau_{xz}\\ \tau_{yx} & \sigma_y & \tau_{yz}\\ \tau_{zx} & \tau_{zy} & \sigma_z\end{bmatrix}\begin{Bmatrix}n_x\\ n_y\\ n_z\end{Bmatrix}\right\}\begin{Bmatrix}n_x\\ n_y\\ n_z\end{Bmatrix} \tag{4}$$

式中：n_x、n_y、n_z 为断层面法线 n 的方向余弦。

根据前面的基本假设，断层面上的剪应力方向与擦痕方向是一致的。

(3) 擦痕资料反演应力场

根据式(4)，若已知主应力则可得到任一断层面上的剪应力，使用搜索法，对一组测量所得到的断层面的擦痕使用计算机计算出这些断面上不同应力状态下的剪应力，将这些剪应力与擦痕方向进行比较，若他们的差别小于规定的角度，则为所求得的应力状态，这样的应力状态可能很多，最后选出误差最小的应力状态作为解答。

在搜索中还考虑层面上的摩擦强度，即应力状态要满足：

$$\tau \geqslant C+\mu\sigma$$

式中：τ——断层面上的剪应力；

C—— 内聚力；

μ—— 摩擦系数。

（4）构造应力场反演结果

笔者对郯庐断裂带及邻区进行了 5 个点的小断层擦痕统计，野外判别每个擦痕上的相对运动方向（共 76 个擦面擦痕，表从略），经用搜索法求解其主应力方向结果如表 13—13、图 13—21 所示。在郯庐断裂带两个主要脆形变形阶段的主压应力方向是：

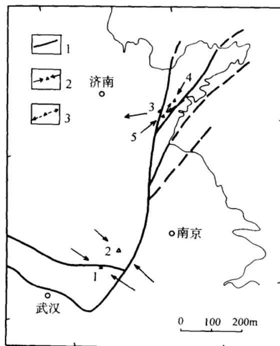


图 13—21 断层擦痕法求解主应力结果
（点号同表 13—12）
1—主干断裂；2—σ_1 投影；3—σ_3 投影

J_3 末—K_1：主压应力方向（σ_1）为 NW 向；

K_2—E：主压应力方向（σ_3）为 NE 向。

2. 共轭剪节理求解法

共轭剪节理主应力求解法是一种通过测量成共轭关系的剪节理产状，用作图法直接求解主应力方向的构造几何方法。其依据的是岩石破裂理论，即最大主压应力与最小压应力都位于岩石中共轭剪节理的等分角线上，因而在野外测量共轭剪节理产状时，尽可能确定剪节理的运动方向，室内通过吴氏网投影作图，可求得三轴主应力产状。

这种方法已被广泛用于构造地质和构造应力场研究之中。笔者在郯庐断裂带及邻区，测量了共轭剪节理 25 对，得出主应力产状见表 13—14。从表 13—14 中看出，主应力产状特点是：

1）在郯庐断裂带及邻区，主应力产状变化较大，但具有明显的地域分布特点。

2）就地域而言，大别山地区，主压应力（σ_1）为 NW 向；肥东—张八岭地区为近 EW 向；鲁西地区为 NNE—NE 向；苏北—胶东南地区为 NE 向→NE→EW 向（图 13—22）。

表 13—13　郯庐断裂带主应力方向断层擦痕模拟计算结果一览表

序号	点号	位置	岩性	擦痕个数	主应力方向			拟合擦痕数	应力比值	均方差	从地质分析判断的期次或时代	断层运动方向
					σ_1	σ_2	σ_3					
1	9303	岳西黑石渡	砂岩	9	130°∠40°	295°∠49°	34°∠8°	5	0.5	6.74	J_3末—K_1	压扭左行
2	9325	肥西防虎山	砂岩	5	320°∠10°	225°∠29°	67°∠59°	5	0.2	5.97	J_3末—K_1	压扭左行
3	93513	沂水马站东	混合钾长花岗岩混合	21	100°∠70°	1°∠3°	269°∠20°	8	0.6	11.86	J_3—K_1	拉张兼左行
4	93459	诸城皇华店	K_1l 砂岩	19	40°∠20°	193°∠68°	307°∠9°	8	0.6	6.08	K_2—E	右行
5	94226	莒县峤山水库	K_2w 砂石	22	240°∠40°	150°∠0°	60°∠50°	8	0.3	7.29	K_2末—E	右行压扭

注：应力比值为$(\sigma_2-\sigma_3)/(\sigma_1-\sigma_3)$。

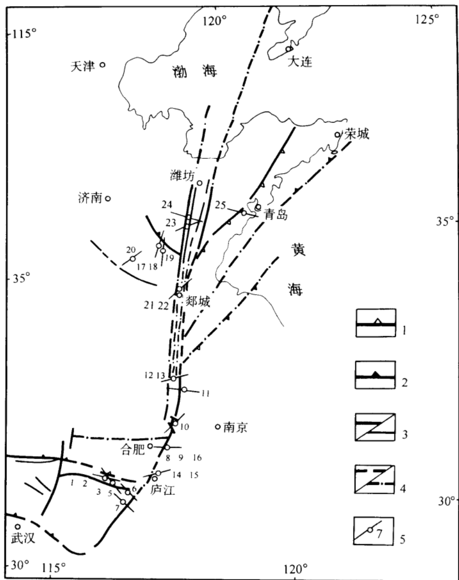


图 13—22 共轭剪节理法求解主应力方向结果

1—地块边界断裂；2—逆冲断裂；3—主干/一般断裂；4—推测/遥感解译断裂；

5—共轭剪节理法求得的 σ_1 方向投影(编号同表 13—8)

3) 虽然共轭剪节理产于不同时代的地层岩石之中，但邻近区域这种非常好的一致性表明，它们大多形成于郯庐断裂 K_2 末—E 的脆性变形阶段。尽管有的节理可能形成早些，但后期都受到 K_2 末—E 阶段构造应力场的影响。

总之，由共轭剪节理所得出的郯庐断裂脆性变形阶段(K_2 末—E 为主)的主应力 σ_1 方向

表 13—14　郯庐断裂带及其邻区共轭剪节理及其确定的主应力产状一览表

序号	点号	位　置	地层时代	岩　性	共轭剪节理产状		节理运动方向	主应力产状			地区
					节　理①	节　理②		σ_1	σ_2	σ_3	
1	9303	霍山黑石渡	J_3	细砂岩	320°/SW57°	65°/NM67°	②右行	113°∠45°	267°∠42°	10°∠13°	大别山地区
2	9303	霍山黑石渡	J_3	粉砂岩夹砾岩	340°/NE85°	62°/近直立	②右行	291°∠3°	62°∠85°	201°∠4°	
3	9309	岳西汪家冲	Ar	糜棱片麻岩	355°/NE75°	125°/NE60°		142°∠17°	26°∠59°	240°∠25°	
4	9309	岳西汪家冲	Ar	糜棱片麻岩	15°/NW85°	85°/NW80°	①左行	140°∠9°	15°∠80°	231°∠1°	
5	9309	岳西汪家冲	Ar	糜棱片麻岩	25°/NE80°	90°/S85°	①左行	147°∠3°	249°∠76°	56°∠14°	
6	9312	查　湾	Ar	硅质岩	90°/N60°	0°/E80°		131°∠14°	16°∠59°	228°∠27°	
7	9318	潜山水吼	Ar	糜棱岩	285°/SW55°	0°/W66°		317°∠9°	215°∠53°	55°∠36°	
8	9326	肥东桥头集		碎裂岩	310°/SW85°	45°/NM72°	水平擦痕②右行	86°∠17°	295°∠71°	180°∠9°	肥东—张八岭地区
9	9326	肥东桥头集		碎裂岩	340°/近直立	45°/NW75°	①左行	102°∠9°	340°∠73°	194°∠14°	
10	9335	肥东施集	Z	含砾变形砂岩	80°/SE70°	20°/SE65°	后期有 Q, 充填	229°∠5°	128°∠64°	321°∠26°	
11	9340	嘉山管店	Z	糜棱岩	315°/NW50°	50°/SE85°		281°∠31°	55°∠50°	175°∠33°	
12	93101	嘉山石门山	Ar	条带状石英岩	300°/NW80°	55°/NW67°	①左行	85°∠29°	283°∠60°	179°∠8°	

13	93104	嘉山黑山杜	K	砂砾岩	285°/NE65°	35°/NW78°		253°∠12°	9°∠65°	158°∠22°	肥东—张八岭地区
14	93113	庐山白石山	J_3	火山岩	300°/NE84°	35°/SE85°	②右行	257°∠1°	352°∠83°	167°∠7°	
15	93113	庐山白石山	J_3	火山岩	305°/NE55°	25°/SE82°	①逆冲(早) ①左行(晚)	260°∠27°	126°∠55°	159°∠21°	
16	94349	肥东桥头集	Z	大理岩	310°/SW58°	65°/NW53°		97°∠52°	283°∠38°	190°∠1°	
17	91002	常　路	E	砂　岩	357°/SW76°	75°/SE78°		35°∠20°	220°∠70°	126°∠2°	鲁西地区
18	91002	常　路	E	砂　岩	325°/SW65°	55°/NW80°		7°∠10°	256°∠64°	102°∠23°	
19	91003	西住佛	K_1	火山岩	305°/SW80°	70°/NW80°		188°∠0°	278°∠70°	108°∠20°	
20	94212	泗　水	燕山期	花岗闪长岩	275°/NE75°	20°/SE78°		240°∠22°	53°∠68°	148°∠2°	
21	94219	郯　城	K_2	砂　岩	270°/S80°	15°/NW62°		48°∠29°	254°∠58°	145°∠11°	苏北—胶东南地区
22	94219	郯　城	K_2	砂　岩	280°/S74°	10°/NW60°		52°∠30°	254°∠57°	254°∠10°	
23	91014	沂　水	K_2	砂　岩	290°/SW70°	30°/SE80°		72°∠9°	184°∠69°	339°∠19°	
24	91015	沂水峨山口	Ar	片麻岩	335°/NE70°	67°/SE80°		113°∠7°	221°∠69°	20°∠20°	
25	91031	胶南六汪	Ar	糜棱片麻岩	340°/NE84°	60°/NW73°		111°∠7°	359°∠72°	203°∠16°	

表 13—15　郯庐断裂带及邻区小断层及其指示的主应力方向一览表

序号	点号	位置	岩石地层时代	岩性	小断层产状	擦痕产状		小断层运动方向	推测最大压应力 σ_1 走向	主应力期次	地区
						侧伏方向	侧伏角				
1	9303	霍山黑石渡	J_3	细砂岩	75°/SE89°	NE	28°	右行兼逆冲	NW		大别山地区
2	9313	岳西斑竹源	Ar	辉长岩	46°/NW71°	NE	49°	逆冲兼左行	NNW		
3	9313	岳西斑竹源	Ar	花岗片麻岩	42°/NW74°	SW	30°	左行兼下滑	SN(NNE)		
4	9314	岳西羊河	Ar	钾长片麻岩	344°/SW35°	SE	7°	左　行	NW		
5	9318	潜山水吼	Ar	糜棱岩	325°/NE80°	SE	30°	左行兼逆冲	EW		
6	9324	桐　城	Ar	辉长岩	308°/近直立	NW	18°	右　行	NNW(近 SN)		
7	9325	肥西防虎山	J_3	细砂岩	288°/NE71°	NW	24°	右行兼逆冲	NW		
8	9325	肥西防虎山	J_3	细砂岩	15°/NW50°	SW	15°	左　行	NW		
9	9312	舒城大河乡	Ar	糜棱片麻岩	80°/SE85°	NE	35°	右行逆冲	NW		
10	9326	肥东桥头集	P_2	大理岩	50°/NW76°	NE	18°	左　行	SN		肥东—张八岭地区
11	9326	肥东桥头集	P_2	大理岩	280°/90°	近水平	—	右　行	NW		
12	9340	嘉山管店	Z	糜棱岩	310°/NE55°	—	—	逆冲，断距 50 cm	NE		
13	93100	嘉山岗集	E	玄武岩	325°/近直立	NW	16°	左　行	EW		
14	93102	嘉山石门	Ar	石英岩	12°/NW80°			左　行	NW		
15	93104	嘉山黑山杜	K_1	砾　岩	285°/NE66°	NW	32°	右行兼逆冲	NW		
16	93113	庐江白石山	J_3	火山岩	42°/NW85°	近水平	—	右　行	EW		
17	93113	庐江白石山	J_3	火山岩	305°/NE55°	近水平	—	左　行	EW		
18	93113	庐江白石山	K_1	含砾粗砂岩	348°/SW85°	SE	25°	右行兼逆冲	NE		
19	93113	庐江白石山	J_3	火山岩	325°/NE88°	SE	37°	右行兼逆冲	NNE(近 SN)		
20	93112	庐江七里岗	Z	石英片岩	300°/SW66°	NW	60°	正断兼右行	NW		
21	93112	庐江七里岗	Z	石英片岩	330°/NE62°	—	—	正　断	NW		
22	93114	庐江白石山	Ar	花岗片麻岩	280°/NE77°	SE	14°	右　行	NW		
23	93120	肥东苏家湾	Ar	片麻岩	355°/NE55°	近水平	—	左　行	NW		

24	93403	东海虎山	Ar	片麻岩	350°/SW55°	近水平	—	右　行	NE	
25	93407	东海牛山	Ar	片麻岩	30°/NW70°	—	70°～80°	逆　冲	NW	
26	93417	东海梭罗树	Ar	黑云斜长片麻岩	315°/SW82°	—	近 90°	正　断	NW	
27	93417	东海梭罗树	Ar	糜棱岩	45°/NW25°	NE	35°	右行兼正断	NEE	
28	93419	东海老龙窝	Ar	糜棱岩	80°/SE55°	SW	55°	逆冲兼左行	NNE(近 SN)	
29	93420	东海日照水库	Ar	片麻岩	185°/NW60°	SW	38°	右行兼逆冲	NEE(近 EW)	
30	93421	莒南东寅马	Ar	片麻岩	45°/NW70°	SW	20°	右　行	EW	
31	93421	莒南东寅马	Ar	片麻岩	45°/NW70°	NE	70°	正　断	NE	较　晚
32	93450	日照丝山	Ar	片麻岩	55°/NW70°	SW	65°	正　断	NE	
33	93450	日照丝山	Ar	片麻岩	150°/NE46°	SE	43°	左行兼逆冲	EW	
34	93451	五连县	K_1	砂、砾岩	110°/NE85°	SE	50°	正断兼右行	NW	
35	93451	五连县	K_1	砂、砾岩	80°/NW66°			正　断	EW	
36	93451	五连县	K_1	砾　岩	35°/近直立	近水平	—	右　行	NEE(近 EW)	
37	93452	五连海眼口	Pt	黑云斜长片麻岩	90°/近直立	W	90°	右　行	NW	
38	93453	诸城崔家沟	Ar	斜长片麻岩	23°/SE51°	NE	70°	正断兼左行	SN	
39	93459	诸城皇华店	K_1	细砂岩	350°/SW70°	近水平	—	右　行	NE	
40	93459	诸城皇华店	K_1	细砂岩	25°/NW75°	—	近 90°	正　断	NE	较　晚
41	93459	诸城皇华店	K_1	细砂岩	25°/NW75°	NE	40°	左行逆冲	NW	较　晚
42	93459	诸城皇华店	K_1	细砂岩	275°/NE85°	SE	8°	右　行	NW	
43	93459	诸城皇华店	K_1	细砂岩	20°/NW70°	近水平	—	左　行	NW	较　晚
44	93459	诸城皇华店	K_1	细砂岩	260°/SE68°	近水平		左　行	NE	较　早
45	93459	诸城皇华店	K_1	细砂岩	260°/SE68°			正　断	EW	较　晚
46	93459	诸城皇华店	K_1	细砂岩	255°/SE46°	NE	25°	右行兼逆冲	NW	
47	93486	鞠家窑	O_2	灰　岩	10°/NW80°	NE	30°	左行兼逆冲	NW	

苏北—胶东南地区

续表

序号	点号	位置	岩石地层时代	岩性	小断层产状	擦痕产状		小断层运动方向	推测最大压应力 σ_1 走向	主应力期次	地区
						侧伏方向	侧伏角				
48	93464	鞠家窑	K_2	砂岩	322°/SW81°	SE	19°	左行	EW		苏北—胶东南地区
49	93470	炭井	Ar	片麻岩	0°/W45°	S	50°	正断兼左行	NNW(近SN)		
50	93471	炭井	Ar	大理岩	345°/NE75°	SE	70°	逆冲兼左行	EW		
51	93481	诸城柳树店	K_1	细砂岩	315°/NE65°	NW	15°	右行	SN	较早	
52	93481	诸城柳树店	K_1	细砂岩	315°/NE65°	NW	75°	正断	NW	较晚	
53	93481	诸城柳树店	K_1	细砂岩	325°/NE70°	SE	25°	左行兼逆冲	EW		
54	93481	诸城柳树店	K_1	细砂岩	65°/NW50°	—	—	正断	NE		
55	93481	诸城柳树店	K_1	细砂岩	70°/NW80°	NE	65°	正断兼右行	NW		
56	93554	沂水东德水	K_1	火山岩	76°/SE78°	NE	10°	左行	NE		
57	93554	沂水东德水	K_1	火山岩	52°/SE75°	近水平		左行	SN		
58	93513	沂水马站东	Ar	钾长片麻岩	350°/近90°	NW	45°	左行	NW		
59	93513	沂水马站东	Ar	钾长片麻岩	55°/SE60°	NE	60°	逆冲兼右行	NW		
60	93513	沂水马站东	Ar	钾长片麻岩	285°/NE75°	NW	20°	左行	NE	较早	
61	93513	沂水马站东	Ar	钾长片麻岩	285°/NE75°	SE	35°	右行兼正断	NW	较晚	
62	93513	沂水马站东	Ar	钾长片麻岩	330°/NE75°	近水平	—	右行	SN	较早	
63	93513	沂水马站东	Ar	钾长片麻岩	330°/NE75°	NW	50°	正断兼左行	NW	较晚	
64	94210	新泰	Ar	片麻岩	340°/近直立	SE	18°	左行	NW		
65	94223	郯城	K_2	砂砾岩	280°/SW31°	—		正断	EW		
66	94226	莒县峤山水库	K_2	砂砾岩	330°/NE74°	SE	25°	左行兼逆冲	NW		
67	94226	莒县峤山水库	K_2	砂砾岩	332°/SW79°	SE	58°	逆冲兼右行	NE		
68	94226	莒县峤山水库	K_2	砂砾岩	63°/SE53°	NE	65°	逆冲兼右行	NW		
69	94226	莒县峤山水库	K_2	砂砾岩	45°/SE56°	近水平	—	右行	EW		
70	94226	莒县峤山水库	K_2	砂砾岩	35°/SE23°	NE	25°	右行兼逆冲	EW		
71	94227	莒县石井	K_2	砂岩	0°/W47°	N	66°	逆冲	EW		

是总体呈近EW向挤压,但南段偏NW—SE向(大别山地区),北段(苏北—胶东南地区)呈NE或NEE向,中段(张八岭一带)以EW向为主。

3. 小断层特征法

这是一种简易的地质方法,根据野外观察到的小断层的力学性质及其相对运动方向,可以近似确定主压应力的方向。

在郯庐断裂带及其邻区对71条小断层进行详细观察,记录小断层面产状和擦痕产状或切错地质体的情况,并判别运动方向。进而确定该部位主压应力(σ_1)方向(见表13—15、图13—23)。

图13—23 小断层特征法求解主应力方位结果

1—地块边界断裂;2—逆冲断裂;3—主干/一般断裂;4—推测/遥感解译断裂;5—小断层特征法求得的主应力方位

从表13—15及图13—23中看出,研究区主压应力(σ_1)方向具有如下特点:

(1) σ_1方向变化较大,但从全地区来说,NW向占有较大的优势(42.2%),其次是近EW向主压应力(占26.8%)(表13—16)。

(2) 从不同地区来说,各区占优势的主应力方向为NW向,但占次优势的方向各不相

同；大别山地区为近 SN 向；肥东—张八岭地区及苏北—胶东南地区为近 EW 向。

（3）从表 13—17 表明主应力（σ_1）方位分布与岩层时代有一定的关系，前侏罗系及 J_3—K_1 岩层中所测主压应力（σ_1）以 NW 向为主，而 K_2—E 岩石中所测主应力（σ_1）方向以 EW 向为主。

表 13—16 郯庐断裂带及邻区小断层求解主压应力（σ_1）方向频数表

地区 \ （σ_1）方向	NW	近 EW	近 SN	NE	小 计
大别山地区	6	1	2		9
肥东—张八岭地区	7	3	2	2	14
苏北—胶东南地区	17	15	6	10	48
合 计	30	19	10	12	71
百 分 数	42.2%	26.8%	17.0%	14.0%	100%

表 13—17 郯庐断裂带及邻区由小断裂求解的主应力（σ_1）方向与其所发育的地层时代关系

地层时代 \ （σ_1）方向	NW	EW	SN	NE	合计
AnJ	18	6	7	5	36
J_3—K_1	10	7	3	6	26
K^2—E	2	6	0	1	9
小 计	30	19	10	12	71

4. 脆性变形主应力方位测量方法评述

本小节用断层擦痕法、X 型共轭剪节理和小断层特征法对郯庐断裂带及邻区脆性变形的主应力方位进行测量，以上方法都有自己的优点和不足。断层擦痕法统计性好，方法先进，可靠性较高，但要求一个地质点上尽可能多地测量擦痕，而要选择擦痕非常发育的地质点并非易事。X 型共轭剪节理方法简易，但时常由于共轭关系难以确定，其使用受到了限制。小断层特征法最为直接简便，野外测量方便，可以获得较多的数据，但由于每个点的数据有限，可靠性较低一些，同时由于小断层的构造级次不同，其中一些只能反映局部应力场，然而从全区统计意义上来说是可取的。因此，三种方法的配合使用可以获得比较理想的效果。

13.2.5 挽近及现今构造应力场

现今构造应力场主应力方向的确定主要依据地震震源机制解、现今地应力测量以及新生代沉积层中的断层擦痕统计分析。

据国家地震局地质研究所(1987)对中国东部地震震源机制解的统计研究，中国东部现今主压应力(σ_1)方向为近EW向或NEE向(图13—24)，并且具有南北有别的特征。在北纬36°以北地区，主压应力优势方位为60°～66°；在北纬32°～36°间，主压应力优势方位为97°，在北纬32°以南地区，主压应力优势方位为116°。

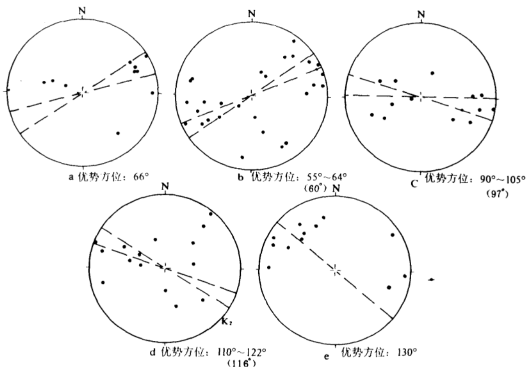


图13—24　中国东部大陆从北到南 P 轴趋势方位的变化

(据国家地震局地质研究所，1987)

a—北纬40°以北大陆浅震 P 轴投影；b—北纬36°～40°间地震 P 轴投影；c—北纬33°～36°间地震 P 轴投影；d—北纬33°以南大陆浅震 P 轴投影；e—台湾及邻区地震 P 轴投影

从强震($M \geqslant 5$)和弱震($M < 5$)机制解的 P 轴比较分析可以发现强震普遍是近水平的主压应力(仰角∠35°占91%)，而弱震的主压应力倾角变化较大，>35°和<35°各占50%(图13—25)。

据张岳桥等(1993)通过对新生代沉积层中断层擦痕的统计研究后认为，郯庐断裂带南段(嘉山以南)渐新世至中新世主应力(σ_1)方向为NW—SE向、σ_3 为NE—SW向。

综上所述，可以认为郯庐断裂带及其相邻地区在挽近时期和现今阶段，构造应力场方向表现为北段为SWW—NEE向挤压，中段为近EW向挤压，南段为NWW—SEE向挤压。

13.2.6　构造应力场期次划分

综合本节前述资料并参考区域构造及大地构造演化特征，可将郯庐断裂带及相邻地区构造应力场划分为6期(表13—18、图13—26)，各期主要特征简述如下：

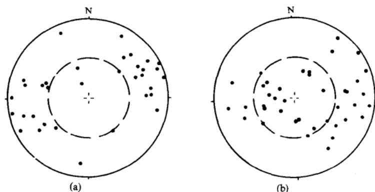


图 13—25 中国东部强、弱震主应力 P 轴吴氏网投影
(据国家地震局地质研究所，1987)
a—强震($M\geqslant5$)P 轴投影；b—弱震($M<5$)P 轴投影

表 13—18 郯庐断裂带各期构造应力场特征一览表

期次	期次名称	时 代	主应力方向		主应力大小	
			方 向	依 据	大小/MPa	依据
0	地块拼合期	T_2	NNW－SSE	地质分析	>100	地质分析
1	郯庐起动及韧性左行平移期	$T_2—T_3$	$\sigma_1=150°\angle60°$ $\sigma_2=60°\angle0°$ $\sigma_3=330°\angle30°$	韧性变形线理，组构，b 型褶皱 c-c 法，方解石双晶法等	差应力($\sigma_1—\sigma_3$)为 55～110	变晶糜棱岩中动态重结晶石英粒度法，Twiss(1977)公式
2	郯庐断裂脆性左行平移	$J_{1-2}—J_3$	继续上述方向 σ_1 为 NW—SE 向	片麻岩中 X 节理法，小断层特征法	160～190	AE 法中片麻岩、橄辉岩特有记忆应力值
3	郯庐断裂拉张期	$K_1—K_2$	北段 $\sigma_1=100°\angle70°$ $\sigma_3=269°\angle20°$ 南段 $\sigma_3=130°\angle0°$	擦痕统计 3，X 型节理，J_3—K_1 岩石中小断层特征法	130～150	AE 法中片麻岩、橄辉岩、燕山早期花岗岩特有的记忆应力值
4	郯庐断裂右行挤压平移期	K_2 末—E	总体以 EW 向挤压为特征，北段 $\sigma_1=230°\angle10°$，$\sigma_3=138°\angle5°$，南段：$\sigma_1=135°\angle15°$，$\sigma_3=40°\angle30°$	擦痕统计(1)、(2)、(4)，X 型节理，小断层特征法，J_2—K_1 及以前岩石中的 NE 向主应力	90～130	AE 法中除新生代玄武岩以外岩石均具有的记忆应力值
5	郯庐断裂挽近活动期及现今应力场	N—Q	总体以 EW 向挤压为特征，北段 $\sigma_1=60°$，中段 $\sigma_1=97°$，南段 $\sigma_1=116°$	擦痕统计(5)，K_2—E 岩石中的小断层特征法结果，现代地应力测量，现代地震机制解	35～73	AE 法，包括新生代玄武岩在内所有岩石均具有的记忆应力值

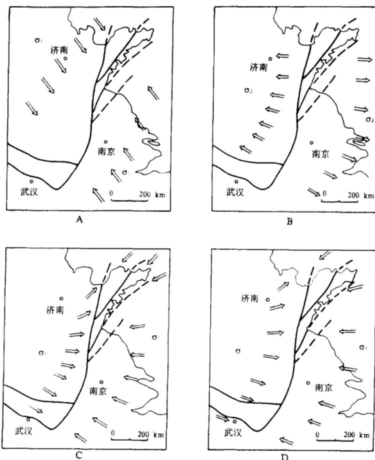


图 13—26 郯庐断裂带及相邻地区脆性变形阶段构造应力场方向演化图

A—左行平移期(J_{1-2}—J_3);B—拉张期(K_1—K_2);C—挤压-右行平移期(K_2末—E);D—挽近活动期(N—Q)

(1) 地块拼合期(T_1—T_3)

该期为特提斯海消亡、华南地块与华北地块拼合阶段,华南地块向北俯冲于华北地块之下,形成微向南突出的弧形拼接带,主要表现为韧性超韧性变形,主压应力(σ_1)为 NNW—SSE 向(330°),最大差应力($\sigma_1-\sigma_3$)为 50～110 MPa。

(2) 郯庐断裂带启动和韧性平移期(T_2—T_3)

该期为郯庐断裂带成生及韧性平移阶段,由于华南地块与华北地块拼合边界呈向南突出的弧形,导致了拼合过程中深层次中下地壳及上地幔产生左行韧性剪切,这种中深层次的左行平移剪切流动使中浅层地壳物质发生沿缓倾剪切拆离面上层相对于下层向 SSE 或 SE 向的韧性剪切流动。该期主应力大小、方向与拼合期相同,即主压应力(σ_1)为 330°,差应力($\sigma_1-\sigma_3$)为 50～110 MPa。

(3) 郯庐断裂带脆性平移成型期(J_{1-2}—J_3)

在韧性左行平移的基础上,逐渐发展并向脆性左行平移转变,形成浅层次的脆性断裂带,该期主应力大小和方向与韧性平移期相比既有继承性又有特殊性。主压应力(σ_1)方向总体为NW—SE向,最大主应力为160~190 MPa。

(4) 郯庐断裂带拉张期(K_1—K_2)

此期断裂表现为脆性拉张变形,在中北段表现明显,最大主应力大小为130~150 MPa,主应力方向为中段 $\sigma_1=100°\angle 70°$,$\sigma_3=269°\angle 20°$,南段为 $\sigma_1=135°\angle 15°$,$\sigma_3=40°\angle 30°$。

(5) 郯庐断裂带右行平移期(K_2末—E)

该期郯庐断裂表现为脆性右行压扭性质,主干及各分支断裂带全部贯通发育,形成现今构造的基本形态,主应力(σ_1)大小为90~130 MPa,主应力方向宿迁以北(中段)$\sigma_1=230°\angle 10°$,$\sigma_3=138°\angle 5°$,宿迁以南的南段为 $\sigma_1=130°\angle 0°$。

(6) 郯庐断裂带挽近活动期(N—Q)

据地震震源机制解及地应力测量分析等,获得郯庐断裂带挽近时期构造应力场,沂水以北(中段)为 $\sigma_1=60°$,沂水—宿迁(中南段)为 $\sigma_1=97°$,宿迁以南(南段)为 $\sigma_1=116°$,主应力(σ_1)大小为35~73 MPa。

13.3 郯庐断裂带演化阶段和演化模式

通过以上各章有关郯庐断裂带及邻区基本特征的阐述和本章前2节的韧性变形定量研究和构造应力场分析,对郯庐断裂带的成生演化阶段和演化模式可作如下归纳(表13—19、图13—27、图13—28)。

13.3.1 前郯庐阶段(AnT$_2$)

中三叠世以前,郯庐断裂带尚未启动和成生,此期在中国东部,被位于秦岭—大别—胶东南一带的古特提斯海分割为华南地块和华北(中朝)地块。两个地块各有自身的成生发育历史。华北地块成生较早,古元古代末的吕梁运动形成了基底,自中元古代至早三叠世为盖层沉积阶段,沉积了青白口系、长城系、蓟县系及早古生代等海相盖层,加里东运动使之缺失了志留纪至早石炭世沉积,中石炭世至早三叠世则为海相—海陆交互相—陆相变化的沉积盖层,华南地块发育稍晚于华北地块,中元古末的晋宁运动结束了基底发育阶段,震旦纪(Z)至早三叠世为盖层沉积阶段,除受加里运动影响缺失志留系至下泥盆统外,绝大部分盖层系海相沉积。

进入印支运动时期(T_2),在太平洋动力学体制的制约下,古特提斯海开始萎缩封闭,其两侧的华北地块与华南地块开始拼接,拼合形式为华南地块向华北地块之下俯冲,俯冲方向自SSE向NNW。其结果是中国东部南北地块联成一体,构成欧亚大陆的一部分。

13.3.2 郯庐断裂带的启动及韧性左行平移阶段(T_2—T_3)

众所周知,海洋的扩展和消亡,地块的碰撞与大陆增生都是受全球构造动力学体制所制约的,这种动力学体制的表现之一是岩石圈地壳之下的地幔软流圈的对流运动。在这种对流导致的地块碰撞过程中,上层岩石圈地壳具有被动性,而具有圈层结构的岩石圈地块的内部,上层相对于下层,盖层相对于基底均具有更被动的特性,这种主动与被动的关系正是造就碰撞带及其相关的构造变形具有特殊性的原因。

表 13—19 郯庐断裂带综合地质演化特征一览表

序号	郯庐断裂成生演化阶段	时代	应力场特征		变形场特征		位移场特征		主要构造形迹	主要构造岩类型	动力学机制	备注
			主应力方向	应力大小	变形性质	力学性质	位移大小	位移方向				
0	地块拼合(前郯庐)阶段	AnT_2	NNW—SSE	>100 MPa	韧性超韧性	地块俯冲碰撞		压缩变形	形成大别-胶东南碰撞带，具有超高温高压榴辉岩相和中低温高压蓝闪石片岩相组合	榴辉岩相，长石糜棱岩相及蓝片岩相变形变质岩，为变晶糜棱岩	地幔对流特提斯机制	榴辉岩等年龄 210～240 Ma
1	郯庐起动及韧性左行平移阶段	T_2—T_3	$\sigma_1=150°\angle60°$ $\sigma_2=60°\angle0°$ $\sigma_3=330°\angle30°$	$\sigma_1-\sigma_3$ 差应力为 55～110 MPa	韧性	基底韧性左行剪切	300 km	左行剪切	基底韧性左行平移，导致东侧盖层相对于基底及盖层中上层相对于下层向 SE 方向的剪切形成广泛的韧性剪切带具 *ab* 面平缓，盖层还发生倾向 NW，倒向 SE 的褶皱	各种糜棱岩变晶糜棱岩	两地块碰撞俯冲及地块边界的影响，特提斯体制	糜棱岩中多硅白云母年龄 210～240 Ma
2	郯庐断裂脆性平移及成型阶段	J_{1-2}—J_3	继承上述方向，后期略有改变，σ_1 为 NW—SE 向，倾角较小	160～190 MPa	韧脆性—脆性	挤压兼左行平移			盖层脆性断裂贯通，并形成一系次级，产状陡立的韧性断裂(如五河)，郯庐断裂中南段成型	韧脆性石英绢云母质糜棱岩，碎粒岩，磨砾岩，挤压片理带	特提斯体制，后期转化为太平洋体制	
3	郯庐断裂拉张及堑垒阶段	K_1—K_2	北段 $\sigma_1=100°\angle70°$ $\sigma_2=269°\angle20°$ 南段 $\sigma_3=130°\angle0°$	130～150 MPa	脆性	拉张，形成地堑及盆地			拉张作用形成断陷盆地，接受火山沉积和陆相碎屑沉积，中段堑垒结构形成，主干断裂破碎带扩大	构造角砾岩，断层泥	太平洋体制，太平洋地块向欧亚地块的俯冲	
4	郯庐断裂脆性挤压阶段	K_2 末—E	总体以 EW 向挤压为主 北段 $\sigma_1=230°\angle10°$ $\sigma_3=135°\angle5°$ 南段 $\sigma_1=135°\angle15°$ $\sigma_3=40°\angle30°$	90～130 MPa	脆性	挤压为主，北段兼右行，南段兼左行			挤压作用使 K_2 地层褶皱主干形成规模巨大的脆性破碎带，并发生逆冲和推覆	碎粒岩，磨砾岩，挤压片理带，断层泥	太平洋体制为主，兼受喜马拉雅体制的影响	断层泥年龄 55～102 Ma
5	郯庐断裂挽近活动及现今活动阶段	N—Q	总体 EW 向挤压 北段 $\sigma_1=60°$ 中段 $\sigma_1=97°$ 南段 $\sigma_1=116°$	35～73 MPa	脆性	挤压为主，北段兼右行，南段兼右行			新构造活动，地震，郯庐断裂东侧整体隆升和向西超覆	断层泥，破碎带等	同上	

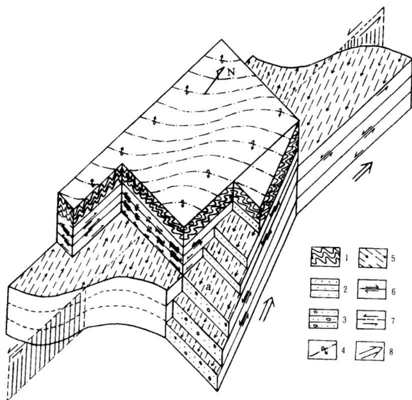


图 13—27　郯庐断裂早期韧性左行剪切变形多层结构模型

1—盖层及其褶皱；2—韧脆性—韧性变形层次；3—超韧性变形层次；4—褶皱轴及倒向；5—a 线理及上层运动方向；6—层间水平剪切及运动方向；7—韧性变形深层次剪切相对运动方向及可能发生的脆性破裂面位置；—深层次地幔物质运动方向

在中三叠世的中国东部，随着华南地块向华北地块的俯冲拼合作用，华南地块的浅层次盖层发生向 SSE 的运动。而作为主动的华南地块深层次部分的下地壳及上地幔，在继续俯冲过程中，由于受两地块原来边界的影响，发生深层次的基底（这里指的基底不仅仅是地块结构基底）韧性超韧性左行剪切变形。在这个阶段，这种左行剪切变形仅仅限于基底范围内，主要在中下地壳及部分上地幔。此时作为被动部分的华南地块盖层则发生相对于基底向南东的层间剪切变形和褶皱。这种基底平移而导致盖层层间剪切变形及褶皱已被 F. Odonne 和 P. Vialon（1983）年的模拟实验所证实。这也是郯庐断裂带早期韧性左行平移的特殊之所在，与一般平移断裂的差别在于，其运动学特征上变形 *ab* 面大多数是比较平缓的，而后者变形 *ab* 面往往是陡立的。

因此，华南地块向华北地块的俯冲、基底平移与盖层相对于基底的剪切及盖层倒向 SE 的褶皱是密切联系的，是当时地球动力学体制下，中国东部大别—胶东南地区不同构造层次不同构造部位变形的具体表现，也是郯庐断裂起动的原因。

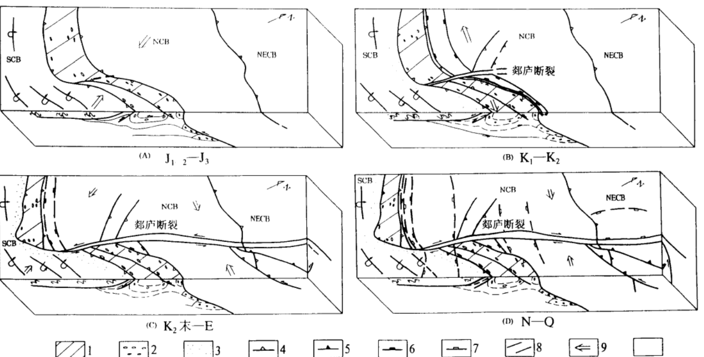


图 13—28　郯庐断裂脆性阶段成生演化模式图

1—超高压变质带；2—榴辉岩；3—蓝片岩相变质带；4—地块边界断裂；5—逆冲断裂；6—中生代(白垩纪)盆地；7—新生代盆地；8——般断裂；9—主应力方向

此阶段应力场是：主压应力(σ_1)方向为SSE—NNW向，向SSE侧伏，低至中等倾角。该阶段形成的主要构造形迹是碰撞产生的大别-苏鲁造山带，华南地块盖层相对于基底向南大规模韧性剪切变形，盖层内的层间剪切及盖层中走向呈NE—NEE，轴面倒向SE，倾向NW的褶皱。这期平移的位移量，仅从华南地块盖层相对于基底的剪切位移及华南地块盖层褶皱的缩短量均接近240～300 km的结果推算，作为郯庐断裂的韧性变形表现的基底平移至少也有300 km，这个推算与郯庐两侧目前出露的超高压榴辉岩相带之间的距离接近(图13—27)。

需要特别指出的是，这里所指的郯庐断裂起动阶段的基底韧性左行剪切变形发生于T_2—T_3，与张家声等(1992)、徐嘉炜等(1992)的基底韧性变形是不同的。

13.3.3 郯庐断裂脆性左行平移及成型阶段(J_{1-2}—J_3)

郯庐断裂脆性平移是在韧性基底平移基础上发展演化而来的。中晚三叠世的基底韧性平移在发展到一定程度之后，逐渐向地壳浅部扩展，另一方面，地幔软流圈的相向运动及地块拼合的继续，势必使拼接带的地壳加厚，莫霍面下凹，然而由于重力均衡作用，使碰撞带隆升、剥蚀。隆起造山和剥蚀的结果导致较深层次的基底被逐渐抬升至中浅部的脆性域。这两方面的共同作用结果使郯庐断裂由韧性基底变形逐渐向浅部脆性变形过渡发展。从超高压变形变质相榴辉岩带中不同矿物测年资料结果来看，在205～170 Ma期间，大别-苏鲁造山带发生了隆升。

因此，进入早—中侏罗世，脆性郯庐断裂基本格局已经形成，但主要出现在中段、南段，即大别与胶东南碰撞拼合造山带之间。

此阶段构造应力场特征基本继承前一阶段的特征，主应力(σ_1)方向SSE—NNW向。形成主要构造形迹为郯庐中南段主干断裂的韧脆性及脆性变形。由于中下地壳层次及上地幔物质运动机制，从T_2—T_2的地幔对流和地块碰撞为主转变为J_1的造山带隆升为主。因此，脆性郯庐断裂成生以后，虽表现为左行运动，但平移规模不大。晚侏罗世，太平洋动力学机制逐渐取代了印支期的古特提斯动力学体制，主压应力(σ_1)方向由SSE—NNW转化为SE—NW向，脆性郯庐断裂表现为以挤压为主兼左行的运动方向，并且在郯庐东侧的地块发生了15°～25°的逆时针旋转，从而造就了目前中段8°～15°走向的主断裂。同时在鲁中地区，穿越大别-胶东南造山带向北延伸，构成今日沂沭段之雏形(图13—28(A))。

13.3.4 郯庐断裂拉张阶段(K_1—K_2)

在晚侏罗世末期至早白垩世初，由于太平洋洋壳开始向欧亚大陆壳下俯冲，使得中国东部浅层次地壳处于伸展状态，郯庐断裂带表现为拉张活动特征。同时，由于俯冲作用引起的地壳熔融，导致中国东部大面积的J_3末(安徽毛坦厂组)—K_1(山东青山组)的陆相火山喷发，郯庐断裂带通过地区(如庐枞地区，五河—嘉山地区，诸城—五莲一带)由于原有断裂的张性活动，火山喷发作用及次火山岩等侵入活动显得尤为强烈，形成局部巨厚的火山沉积岩覆盖于前白垩纪地层岩石之上，或形成分布广泛的侵入岩和次火山岩。

早白垩世的拉张活动导致郯庐断裂在J_{1-2}—J_3脆性断裂的基础上破碎带继续扩展，在鲁中地区形成狭长延伸的断陷盆地及巨厚的火山岩及火山碎屑岩沉积，从而奠定郯庐断裂沂沭段两堑夹一垒的结构型式。晚白垩世延续了拉张环境，在郯庐断裂控制的断陷盆地内堆积巨厚陆相碎屑沉积(图13—28(B))。

13.3.5 郯庐断裂带脆性右行平移挤压阶段(K_2末—E)

在晚白垩世末期，全球动力学机制又发生变化，对中国东部地区最有影响的是太平洋地块相对于欧亚大陆地块俯冲方向的变化，由 J_3 末至 K_2 的向 NW 俯冲转变为向 NWW 俯冲。始新世，印度地块在中国西部向欧亚地块俯冲。这两个事件又一次改变了中国东部——郯庐断裂带及其邻区的构造应力场，由 K_1—K_2 的地壳浅层次的拉伸，转变为近 EW 向的挤压，表现为在南段挤压兼左行，北段挤压兼右行。

在这种构造应力场作用下，郯庐断裂带的脆性破碎带继续发育，特别在沂沭段，四条主干断裂均形成规模巨大的脆性挤压破碎带，切割破坏包括上白垩统王氏组(K_2w)在内的地层和岩石，在许多地区，使 K_2w 红层发生强烈的褶皱。导致拉张期的正断层转变为挤压逆冲，使两个地堑中的白垩系火山岩及红层逆冲到老地层之上，局部形成推覆构造。东侧南北相向的挤压导致郯庐东侧整体隆升和超覆(图 13—28(C))。

由于本阶段为地壳浅部构造变形(0～4 km)，断层岩大多未固结，仅局部有钙化弱固结，构造岩都以断层泥形式出现，其年龄为 55～102 Ma。

13.3.6 郯庐断裂带挽近及现今活动阶段(N—Q)

新第三纪以来，郯庐断裂带及邻区的构造应力场与 K_2 末—E 基本一致，表现为东西向的挤压，形成新生代褶皱构造和逆冲推覆构造，使第四系沉积逆冲到老地层之上。郯庐断裂带现今活动的表现为地震活动集中带(图 13—28(D))。

第十四章　郯庐断裂带构造演化的数值分析

郯庐断裂带区域构造演化史的研究表明，它的形成、发展和演化经历了多期、多次、性质多变的构造活动历史，是一条具有悠久活动历史的复杂的断裂带。尽管在演化史的局部及细节问题上仍存在着诸多争议，但是，总体上郯庐断裂带：①燕山早期(J_1—J_3)曾发生过较大规模的左行平移运动；②燕山中晚期到喜马拉雅早期(K_1—E)的构造面貌表现为拉张特征，经历了多次张压扭裂，交替更迭的构造运动；③挽近期(N—Q)的断裂活动则表现为右旋扭动的运动特征，似已得到多数人的认可。本书将结合我们前期的研究成果，根据构造带各历史时期的形变和运动特征，用有限元数值分析方法模拟以上三期构造演化阶段的应力场、形变场和位移速率，断裂带形成演化的动力条件，边界受力方式以及物性参数。

14.1　理论模型——牛顿流体

多数人在做构造应力场和形变场数值分析时，一般采用弹性分析，对于上地壳脆性岩石以及地震波传播这类快速过程来说，将岩石视为弹性体是合适的、有效的。但是涉及到随时间长期缓慢的受力和形变过程，中下地壳和上地幔岩石将更多地表现为塑性或粘弹性的永久形变。弹性模拟将失去特定条件下的优势。从岩石受力所表现的形态特征，具体到郯庐断裂带的构造形变来看，岩石的流变性也是相当显著的。为此，本书在数值模拟分析中，采用粘性流体——牛顿流为岩石材料的计算模型。一般的常系数粘性牛顿流体遵从的基本方程是著名的 Navier-Stokes 方程：

$$\rho d\vec{v}/dt=\vec{f}-\nabla p+\nabla(\lambda\nabla\cdot\vec{v}+\nabla\cdot(2\mu E) \qquad (1.1)$$

式中：ρ——介质密度，假定为常数；

μ、λ——分别称为第一和第二粘性系数；

p——流体静压力，按 Stokes 假定

$$p=-(P_{xx}+P_{yy}+P_{zz})/3 \qquad (1.2)$$

是应力张量三个法向分量的平均值。

$\vec{f}$ 体积力，E 应变率张量，$\vec{v}$ 运动速度矢量

$$\nabla=\left(\frac{\partial}{\partial x}\vec{i}+\frac{\partial}{\partial y}\vec{j}+\frac{\partial}{\partial z}\vec{k}\right)$$　哈密尔顿微分算子

方程(1.1)实质上是微分形式的牛顿运动方程，左边是质量和加速度的乘积，右边项是所受到的力。如果我们忽略由于加速度而引起的惯性力和随体导数中的平流项，这一简化在粘滞性很大、流动很缓慢、介质接近固态时是合理的，由此方程(1.1)化为平衡方程：

$$\vec{f}-\nabla p+\nabla(\lambda\nabla\cdot\vec{v})+\nabla\cdot(2\mu E)=0 \qquad (1.3)$$

于是以前用于分析弹性固体的方法完全适用于分析粘性流体的稳态流动时的情况，只不过将分析固体问题时的位移换为速率，应变张量换为应变率张量，应力张量分为偏张量和静压力两部分，最后将弹性常数换为粘性系数。已耦合在方程(1.1)中的一个最重要的方程是应力张量和形变速率张量之间所满足的广义牛顿公式：

$$P=(-p+\lambda\nabla\cdot\vec{v})I+2\mu E \tag{1.4}$$

式中，I 是单位矩阵；P 是应力张量；第一粘性系数 μ 与剪切形变率有关，相当于固体中的剪切模量 G；第二粘性系数 λ 与体积形变率有关，相当于固体中的体变模量 K，按 Stokes 假定(1.2)式，可求出 λ 和 μ 之间的关系为

$$\lambda=-2/3\mu \tag{1.5}$$

代入(1.4)式有

$$P=(-p-2/3\mu\nabla\cdot\vec{v})I+2\mu E \tag{1.6}$$

如若再做不可压缩的假定，就是说：

$$\nabla\cdot\vec{v}=0 \tag{1.7}$$

得到应力和应变率之间的简化关系式

$$P=-pI+2\mu E \tag{1.8}$$

这就是我们所用的不可压缩牛顿流体本构关系，介质的物理力学性质由粘性参数 μ 惟一确定。

牛顿流模型能够模拟岩石在外力作用下变形随时间增长的过程，介质的形变是不可恢复的永久形变。岩石圈介质的永久形变为揭示地球内部的秘密提供了丰富可靠的信息。

14.2 数值分析中的优化计算方法

用有限元数值模拟方法反演边界力、内部应力场和物性参数时，为了拟合内部的实测数据，往往需要反复调整各参数，依据经验的调整过程仍然避免不了盲目性，因而工作显得繁杂而无章，常常顾此失彼，达不到满意效果。本书将依据采用优化方法(王仁等，1984)，在线性粘性体(牛顿流)的前提下，运用叠加原理，通过最小二乘法反演出边界力大小方向，再作用于边界上，求出郯庐断裂带的形变率、应力场和速度场。

方法简述如下：将要反演的边界按需要分为数段，每段的作用力被认为是均布的且分为 F_x 和 F_y 两个方向，每个 F_x(或 F_y)又可看作是单位力乘以待定参数 a_i。

如果用 a_{ij}表示 j 点处(有实测值的点)由于在 i 边界上施加单位力而得到的计算位移值或应力值，b_j 代表 j 点处的实际观测值，则 a_i 应该满足方程：

$$\sum_{j=1}^{n}a_{ij}a_i=b_j \qquad (j=1,2,\cdots,m) \tag{2.1}$$

n 为参数的个数；如若有 m 个观测点，可得到 m 个方程。当 $m=n$，即观测数与待定参数数目相等时，可直接求解方程组。若 $m>n$，我们用多元回归的优化方法，具体就是最小二乘法，解出待定参数 a_i。

用 R_j 表示方程(2.1)左右两端的误差

$$R_j=\sum_{i=1}^{n}a_{ij}a_i-b_j \qquad (j=1,2,\cdots,m) \tag{2.2}$$

按最小二乘法的准则，构造目标函数

$$Q=\sum_{j=1}^{m} R_i^2=\sum_{j=1}^{m}\Big[\sum_{i=1}^{n} a_{ij}a_i-b_j\Big]^2 \tag{2.3}$$

要使 Q 取极小值，需满足极值条件

$$\frac{\partial Q}{\partial a_k}=0 \qquad (k=1,2,\cdots,n) \tag{2.4}$$

经过求偏导得到具有 n 个未知数 n 个方程的正则方程组

$$\sum_{j=1}^{n}\Big(\sum_{j=1}^{m} a_{ji}a_{jk}\Big)a_i=\sum_{j=1}^{m} a_{jk}b_j \qquad (k=1,2,\cdots,n) \tag{2.5}$$

通过解方程得待定参数 a_i，从而确定各段均布边界为 F_{xi}和 $F_{yi}(i=1,2,\cdots,n)$。

以上计算方法主要用于郯庐断裂带现今构造应力场的反演分析，因为需要拟合一些实际观测数据。而模拟其他两期应力场的实际困难在于实际观测的数据、资料很少，计算结果没有参照对比对象，只能根据推算的位移速率的平均值，做有关动力学机制的大尺度的半定量分析研究。

14.3 郯庐断裂带构造演化数值分析

14.3.1 郯庐断裂带平移期的构造形变场、应力场的数值模拟

1. 模拟分析的地质依据

根据地质研究结果，郯庐断裂及邻区作为一级构造单元的地块可分划为：扬子地块、胶南-大别山地块、华北地块。这三大地块的边界为郯庐断裂主带，大别山南侧断裂，北淮阳断裂，响水断裂，五莲-烟台断裂。

古应力大小依据显微构造古应力计算，岩石组构分析方法测定值（详见第十三章）为：$\sigma_1-\sigma_3=40\sim103$ MPa。总体主压应力方向为 NNW—SSE。具体到郯庐断裂带的不同部位依次为：大别山地区近 SN 向；肥东—张八岭地区 SSE—NNW；苏北—胶南地区为 NWW—SEE 向到近 EW 向。

由应变计算的扬子地块盖层压缩位移量约为 300 km（详见第十三章）。假定上述褶皱压缩形变是由不均匀拼合导致的剪切形变引起的。因此，盖层的压缩量，或者说盖层与下地壳之间韧性剪切位移量应该等同于郯庐断裂两侧的华北地块与华南地块下地壳层次的剪切位移量。并假设平移起始于 T_3 中期（取 210 Ma，即华北、华南地块拼合上限），结束于 J_2 末期（取 152 Ma），那么年平均位移量为 5.17 mm/a。

2. 计算模型、物性参数和边界条件

有限元计算的模型及网络剖分如图 14—1，计算范围大致从东经 110°到 125°线，北纬 30°至 42.5°线所围的范围，选取了郯庐断裂带的三条主干断裂和重要分界线做为构造模型。考虑到断裂带和非断裂带，活动带和稳定区的构造形变特征的不同，经过调整对比，确定的横向不均匀物性参数列于表14—1。图14—1中用图例及标号区分不同粘性系数的选区。

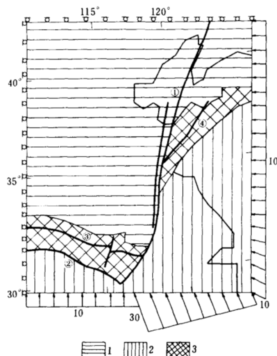


图 14—1 郯庐断裂带平移期有限元计算模型图
1—华北地块；2—扬子地块；2—胶南-大别山地块
①—郯庐断裂主带；②—大别山南侧断裂；③—北淮阳断裂；④—五莲-烟台断裂

表 14—1 平移期岩石物性材料参数表

编号	地区及构造	粘滞度/(10^{22} Pa·s)	密度/(10^{-3} kg·cm^{-3})
1	扬子地块	0.5	2.3
2	胶南-大别地块	5.0	2.7
3	华北地块	1.0	2.5
4	断裂及软弱带	0.1	2.3
5	刚性块	1.0	2.5

由郯庐断裂带的空间展布形态，东西两盘的构造形变和运动特征反推的一组可能的边界力的作用方式如图 14—1。南边界东西两段施加了有差异的向北的推挤力，以此模拟华南地块与华北地块拼接时产生的挤压力，以及太平洋板块向北漂移，断裂带东西两盘相对错动引起的左行剪切平移。同时东侧边界施加一定的向西的压力，使得郯庐断裂兼有走滑剪切和挤压性质。西侧边界施以东西向约束；南北向自由的滑动约束边界。北部边界除靠东段一小部分自由外，其余为南北向约束，东西向自由的滑动约束。

3. 结果分析

(1) 运动速率与形变率

图 14—2(a)是郯庐断裂带 Y 方向位移速率 u_y 等值线图，图中等值线单位为 1×10^{-8} cm/s。可看出东盘相对于西盘的运动速率大，说明东盘有相对向北的位移趋势，由此推算出的相对年位移量在靠近断裂带两侧约为 5～10 mm/a。略大于前面用地质方法推测的年平移量(5.17 mm/a)。

图 14—2(b)为郯庐断裂带剪切形变率 ϵ_{xy}等值线图，图中等值线单位为 1×10^{-15}/s。显然，在靠近现今郯庐断裂中南段两侧剪切形变率量值大，也是形变梯度最大的地方，形变率量级 1×10^{-14}/s。同时，剪切形变率随离开断层的距离而减小，数值模拟结果与实测数据 0.89×10^{-14}/s(徐嘉炜等，1984)相当接近。

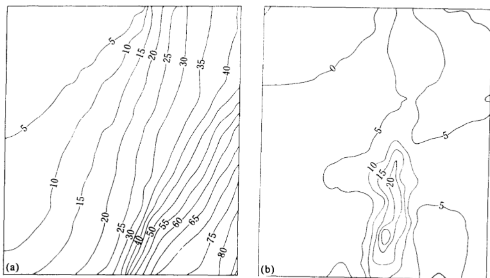


图 14—2　郯庐断裂带平移期形变率模拟图

(a)—南北方向位移速率 u_y 等值线(单位 1×10^{-8} cm/s)；(b)—剪切形变率 $\dot{\epsilon}_{xy}$等值线(单位 1×10^{-15}/s)

(2) 应力场

图 14—3(a)为郯庐断裂带在上述边界约束和趋动力作用下，平移期的主应力大小方向图示，端部有圆圈的应力线表示拉张主应力，其余线段表示主压应力。图 14—3(b)表示了最大主应力 σ_1 的方向和大小，可以看出郯庐中南段平移期主应力方向以 NNW 为主，表明断裂带除沿走向剪切错移外，断层面上还有一定的压力。从图中还可看出主应力方向受到断裂带物性参数的影响，东盘主应力方向在跨越郯庐断裂时发生了偏转。

计算表明南边界东段大别弧和胶南附近区域受到较大的挤压力。可以解释为华北地块与华南地块拼接时，由于拼接边界的非线性弧形构造的尖突部位最先受到华南地块的碰撞而引起较大的挤压力，为此计算模型在南边界东西两段施加差异性外载荷是必要的，合理的。

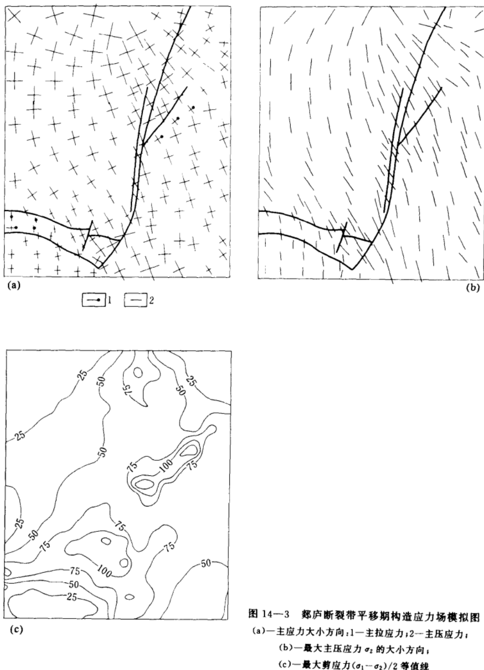


图 14—3　郯庐断裂带平移期构造应力场模拟图

(a)—主应力大小方向：1—主拉应力；2—主压应力；

(b)—最大主压应力 σ_2 的大小方向；

(c)—最大剪应力 $(\sigma_1-\sigma_2)/2$ 等值线

图 14—3(c)为最大剪应力等值线图，应力单位 MPa。表明剪应力集中区位于大别山和胶南造山带，这样的剪应力状况对郯庐断裂带的形成是非常有利的。

通过对郯庐断裂带平移期应力场的数值模拟，可以获得如下认识：郯庐断裂带形成初期最有可能的动力方式之一是华南陆块与华北陆块在晚三叠世拼接时产生南北向挤压力。由于陆块弧形边缘的不规则性，造成差异性挤压力。加之太平洋板块的向北漂移，使得郯庐断裂带东西两盘产生差异性左平移运动。根据构造形变特征反演的趋动力来自东南方向，与西太平洋板块运动方向为 NNW 吻合，郯庐断裂兼有压和剪的性质。

在边界力量级为 10 MPa，选取的粘性参数在 10^{22} Pa · s 级范围内，模拟计算所取得断裂带年位移量和形变率与实测数据一致。由于郯庐断裂带发生大规模平移的时间、幅度、方式以及当时的构造特征，岩石的物性等许多问题上仍存在不同认识，定量化的数值模拟也有很大局限性和不确定性，但毕竟比纯定性描述要进一步理论化和系统化，对动力学机制的研究有重要的参考价值。

14.3.2 郯庐断裂带挽近构造期的应力场、形变场的数值模拟

1. 应力场的动力机制

现有的关于郯庐断裂带现今运动方式和应力场的研究表明：新第三纪以来，太平洋板块向欧亚大陆的俯冲方式由原来的 NNW 向转向 NEE 向，通过地幔流的西向侧压，作用于中国的东北部。与此同时，印度洋板块与欧亚板块相互作用，强烈的南北向挤压造成了青藏高原的迅速隆升。上述两种区域构造力的联合作用，使中国东部的水平应力场发生了根本性的变化。由中生代的 NW—SE 向挤压转化为晚新生代的 NE—SW 向水平挤压作用为主的应力场。具体到郯庐断裂带，中、北段的活动性质和强度也随之发生变化，由中生代的左旋扭动为主，转化为新生代晚期的右旋逆推边界；而南段则较复杂，它同时还受到来自东南方向的菲律宾板块的推挤作用，处于三种构造力作用的复杂过渡带上。

2. 模型区挽近期的构造应力场、形变场的实测数据

根据地震波解译（国家地震局地质研究所，1987）及新生代沉积层中的断层擦痕模拟统计（详见第十三章）和岩石声发射等实验资料分析，郯庐断裂带地区挽近期的应力场特征如表 14—2。

表 14—2 郯庐断裂挽近期主压应力特征表

分 段	地 区	实验推测数据		模拟计算值	
		方向/(°)	大小/MPa	方向/(°)	大小/MPa
北 段	潍坊以北	60	50～70	82	38.8
北中段	潍坊—沂水	80		85	40.7
中 段	沂水—郯城	97		88	42.1
中南段	郯城—巢湖	105		91	57.0
南 段	巢湖—广济	116		97	58.0

据现今的形变测量结果（国家地震局地质研究所，1987），并参考各方面地质资料，新生代郯庐断裂的形变表现为以压性为主的会聚变形。具体各段平行郯庐断裂的相对水平位移值如下：安丘为 3.99 mm/a，莒县为 4.05 mm/a，临沂为 4.95 mm/a，以上均为右行；宿迁为 4.1 mm/a，嘉山为 1.31 mm/a，以上为左行。垂直郯庐断裂的会聚位移在潍坊—嘉山段为

2.25 mm/a。若用N+Q,23.7 Ma计算,则水平相向总位移达204 km,会聚位移53.3 km。平行郯庐断裂的水平位移消减方式有:地块形变,NE向断裂的逆冲超覆,区域性(NNW向)隆起等。垂直郯庐断裂的水平位移是通过地块形变、主带东侧的逆冲超覆和整体垂向隆起消减的。

3. 计算模型和物性参数

有限元计算的模型及网格见图14—4。计算范围同平移期,除了前期已有的主干断裂纵贯南北之外,根据现今构造特征增加了几条分支断裂,考虑到挽近构造时期断裂带的活动特征调整的不同岩石粘性参数选区由图14—4中不同图标表示,参数值列于表14—3。

表14—3 挽近构造期岩石物性参数表

编 号	地区及构造	粘带系数/(10^{22}Pa·s)	密度/(10^{-3}kg·cm^{-3})
1	扬子地块	6.0	2.7
2	胶南-大别弧	5.0	2.3
3	华北地块	1.0	2.5
4	胶辽盆地	0.8	2.5
5	渤 海	5.0	2.3

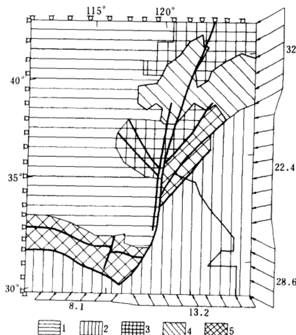


图14—4 郯庐断裂带挽近构造期有限元计算模型图

1—华北地块;2—扬子地块;3—胶辽盆地;4—渤海;5—胶南-大别地块

4. 实测数据的选取和边界力的反演

郯庐断裂带现今运动特征体现于断裂带内的地壳形变和断层两侧相对位移速率，包括垂直和水平位移速率。考虑到模拟计算是平面模型，从上节实测数据中主要选择水平位移速率做为拟合值，用前述优化方法进行边界力的反演计算。由于在消减方式上平面模型不能模拟逆冲超覆和垂向抬升，只能考虑地块变形。因而在选取位移实测数据做反演时打了折扣。具体沿断裂带选取了七个点的比较协调的实测数据，使用时有二三个点是通过线性插值得到的。大致从潍坊到临沂之间的四个点约以每年 4 mm 的速率右行错移；在宿迁和嘉山附近分别以每年 4 mm 和 1.3 mm 的速率左行错移，中间点 Y 方向错移量取为零。

根据以上实测数据，用最小二乘的优化方法，反演出的边界力的作用方式见图 14—4。在区域北边界和西边界分别为南北向和东西向滑动约束的情况下，南边界和东边界被分为5段，作用着不同方向和大小的外力。具体结果列于表 14—4 中。

表 14—4　断裂带边界力作用方式表

所作用的边界	段　号	载荷集度/MPa	方　向
南	1	8.1	220°
南	2	13.2	150°
东	3	28.6	135°
东	4	22.4	77°
东	5	32.0	60°

以上通过反演计算出的边界力的作用方式与东部来自太平洋板块和菲律宾板块的动力方向吻合得相当好。因此，可以认为动力模型是合理的，而使得下一步应力场和形变场的计算有了相对可靠的依据和可信度。

5. 结果分析

(1) 应力场

图 14—5(a)显示了由前述模型和边界受力状态计算出的郯庐断裂带现今构造应力场的大小和方向。最大最小主应力的表示方法和意义同前期应力场图，从图中可以看出主应力沿郯庐断裂带有分段不同的特点。北段，主压应力方向与断裂带斜交，NEE 方向，相应的断层性质应该是右旋的；同时，东北段沈阳、辽东一带出现局部拉张应力，与那里的盆地地形相符合；中段主应力方向由 NEE 方向进一步向 EW 向过渡，断层轻微右旋；到了南段，主压应力方向或与断层垂直或稍向 SWW 偏转，与此相对应的断层应该是左旋的。实际上这一段的应力状态是十分复杂的，断层既有左旋，又有右旋，很难弄清以什么为主。限于本书模型的简单化，断裂带进一步的细节将很难通过模拟计算表现出来。各段应力计算值与实测数据推测值的对比见表 14—2。

图 14—5(c)显示了断裂带最大剪应力$(\sigma_1-\sigma_2)/2$等值线图。可看出北段右旋，且有一剪应力梯度带，见图东北部。南段若轻微左旋，也存在一剪应力梯度带，见图下方。为此，南北两段的剪应力符号必然是相反的(右旋为负，左旋为正)，而中间段受到的近乎正压力，必会存在有剪应力零值线区。这两个剪应力梯度带的应力量级相当。东北部更集中一些，表明现今构造活动在东北胶辽段相对活跃。

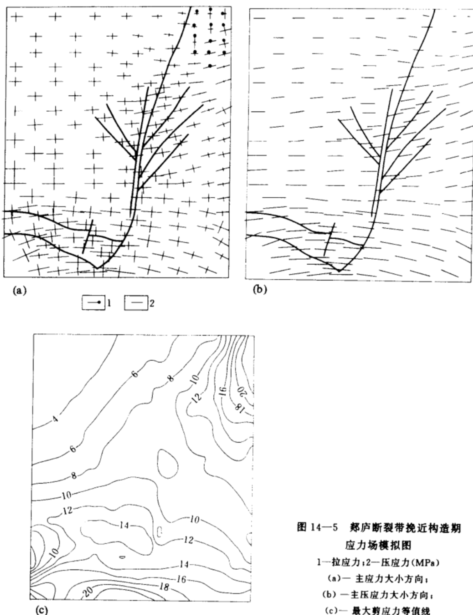


图 14—5　郯庐断裂带挽近构造期应力场模拟图

1—拉应力；2—压应力(MPa)

(a)— 主应力大小方向；

(b) —主压应力大小方向；

(c)— 最大剪应力等值线

(2) 形变速率

图 14—6 是形变率张量的等值线图。等值线单位为 $1\times10^{-15}/a$。图 14—6(a)为最大剪切形变率等值线，它们大多集中在郯庐断裂带东侧，其变化主要受东部边界太平洋板块和菲律宾板块作用力的影响。断裂带两侧平均剪切形变率差值可达到 $1\times10^{-13}/a$。南北向形变率差值，见图 14—6(b)，与剪切形变率有同样的特点和数量级。

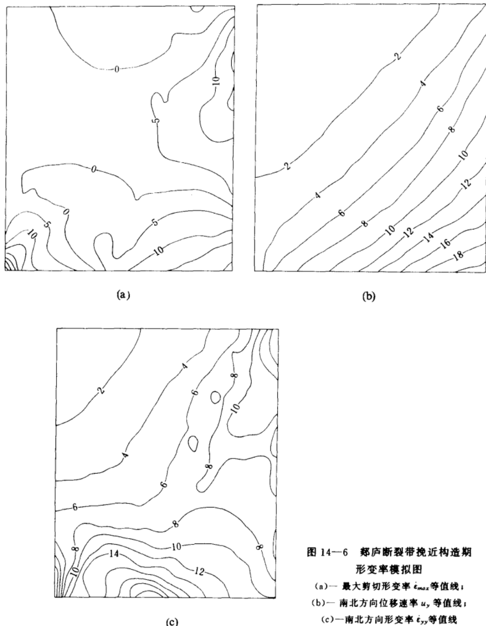


图 14—6 郯庐断裂带挽近构造期形变率模拟图

(a)— 最大剪切形变率 $\dot{\epsilon}_{max}$ 等值线；
(b)— 南北方向位移速率 u_y 等值线；
(c)—南北方向形变率 $\dot{\epsilon}_{yy}$ 等值线

14.3.3 郯庐断裂带拉张期构造应力场的数值模拟

1. 拉张构造形成机理

中生代到老第三纪时期，郯庐断裂带主要受西太平洋板块运动的影响，成为西太平洋岛弧系弧后拉张盆地的断裂边界，表现为拉张—挤压扭动交替出现的活动特点。经过断陷、沉

降、坳陷的演化过程，形成了一系列低地、盆地、河谷、湖泊，反映垂向运动的地貌。从力学机理分析，西太平洋板块向欧亚板块的俯冲作用，使我国东部地壳处于板块下插引起的地热异常带的上部，强烈的地下构造热活动导致郯庐断裂带地幔上拱，上部地壳受拉变薄，冷却后发生破裂、断陷、沉降，形成了多种形式具拉张特征的构造系列。

2. 拉伸期与模拟计算相关的实验数据

(1) 古应力特征

由断层擦痕反演计算和声发射实验测算并结合其他地质资料推断的郯庐断裂带拉张期构造应力场特征列于下表。

表 14—5 郯庐断裂带拉张期古应力场实验数据

地质时间	地 段(以宿迁为界)	应力特征			断层力学性质
		方 位/(°)		大小/MPa	
		σ_1	σ_3	σ_1	
早白垩世 K_1	南 段	100∠70	269∠20	130～150	拉张为主兼左行平移
	北 段	135∠15	40∠30	130～150	左行兼挤压
晚白垩世 K_3	南 段	230∠10	90∠20	90～130	拉张兼右行
新第三纪 E_1	北 段	近直立	130～150∠0	90～130	拉 张

注：①σ_1、σ_3 分别代表最大主压应力和最小主压应力；②主应力线方位 100°∠70°，表示走向 100°，倾角 70°。

(2) 古地温场

由地幔岩包体，岩浆岩分布特征，古地热活动资料综合分析，郯庐断裂带拉张期处于地幔热液高值期，地热梯度高达 3.25～3.79℃/km，热流密度在(1.49～2.36)×41.686 mW/m² 之间，由此推测地壳不同深度的温度大致在 30～50 km，为 900～1000℃；50～100 km，1000～1200℃；100～150 km，大于 1200℃，韧性剪切带的地温异常可达 350℃(徐嘉炜，1984)。

3. 理论模型、计算模型和数据选取

(1) 基本方程

考虑到地壳厚度与横向几何尺寸差异的悬殊，以及计算区域的温度载荷主要来自地壳下部，同时由于地壳尤其是上地壳的岩石特性更接近于弹性，在模拟拉张期构造应力场时，决定采用弹性薄板小挠度弯曲理论。基本微分方程如下：

$$D\nabla^2\nabla^2 W=q(x,y) \tag{3.1}$$

式中，$\nabla^2=\frac{\partial^2}{\partial x^2}+\frac{\partial^2}{\partial y^2}$为拉普拉斯算子；$W$ 为垂向挠度；$D=\frac{E\cdot h^3}{12(1-\mu^2)}$为抗弯刚度，$h$ 为板厚度。

$q(x,y)$ 为作用在板面上的侧向载荷集度，同时板中应力也可用挠度 W 表示为如下微分关系，称为二维广义胡克定律：

$$\sigma_x = -\frac{E \cdot Z}{1-\mu^2}\left(\frac{\partial^2 W}{\partial x^2} + \mu \frac{\partial^2 W}{\partial y^2}\right)$$

$$\sigma_y = -\frac{E \cdot Z}{1-\mu^2}\left(\frac{\partial^2 W}{\partial y^2} + \mu \frac{\partial^2 W}{\partial x^2}\right)$$

$$\tau_{xy} = \tau_{yx} = -\frac{E \cdot Z}{1+\mu} \cdot \frac{\partial^2 W}{\partial x \partial y} \tag{3.2}$$

式中，E 为弹性模量；μ 为泊松比。

从式中可看出应力沿板厚是变化的，板表面和底面的应力符号相反，一拉一压，且中面应力为零。

弹性薄板受侧向载荷作用的弯曲问题可归结为求解偏微分方程(3.1)，并满足给定的边界条件。

(2) 计算模型

做构造应力场形变场的数值模拟，其质量高低和可信程度依赖于有大量相关的观测数据做对比，以及形变介质物性参数的实验研究。然而，对于郯庐断裂带白垩纪—老第三纪具体的地貌特征、构造特征、地壳结构特征、古地温特征、形变特征、运动特征等等需要做为数学模拟工作参考的资料、数据要么很少，要么不够确定可靠。上述原因决定我们目前的模拟只能是示意性的、试验性半定性半定量的工作，某些参数和结果均以无量纲的形式给出，使结果更反映实质性和具有代表性，适用于大尺度、大范围的应力场特征和构造的动力机制的分析研究。

有限元计算模型见图 14—7(a)，模型宽、长、厚的比值为 38：44：1，计算范围和主要断裂构造与分界线基本上与前两期类似。由于介质的岩石力学参数不再是我们本期应力场模拟的侧重面，因而没有再做详细区分，而按均质体统一取做 $E=1\times10^5$ MPs，$\mu=0.25$。图 14—7(b)中不同图标表示不同的地壳厚度值。地壳厚度值是根据重力资料反演的莫霍面等深线资料推算(许志琴等，1984)，又经取平均值确定的，具体见表 14—6。计算时将厚度值处理为无量纲数。

表 14—6 郯庐断裂带地壳厚度表

构 造 名 称	断裂地壳厚度/km	两侧厚度/km
下辽河-渤海坳陷	31	38
渤中坳陷	29	38
沂沭坳陷	33	37
苏皖坳陷	31.5	33.5

(3) 边界条件

边界上选取了适合板形变模型的状况，西边界各点固定，既不允许位移也不允许转动，东边界各点不允许 Z 方向位移，其余位移分量自由，南北边界自由(图 14—7a)。

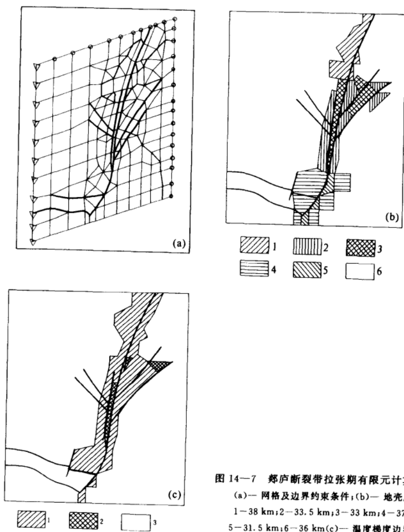


图 14—7 郯庐断裂带拉张期有限元计算模型图

(a)— 网格及边界约束条件；(b)— 地壳厚度。

1－38 km；2－33.5 km；3－33 km；4－37 km；

5－31.5 km；6－36 km(c)— 温度梯度边界条件

热载荷边界条件需要考虑郯庐断裂带拉张期的古地温、地温梯度、热流状况以及岩石材料的热参数，但这方面的资料数据很少。我们采用一个变通的间接办法确定断裂带地壳下部的热边界条件。具体就是根据断裂带中生代盆地和火山岩的分布位置以及零星热流值推算老第三纪的热流密度异常区，确定我们在计算区域下部施加不同力度的地温梯度值，图14—7(c)中不同图标代表采用不同地温梯度值的区域，示意性地分了三个级别。越靠近断裂带中央，温度变化越剧烈。均匀介质的热膨胀系数取为 0.00001。

(4) 结果分析和讨论

郯庐断裂带在来自地壳底部的地热梯度的作用下，地表应力的图像见图14—8，(a)图

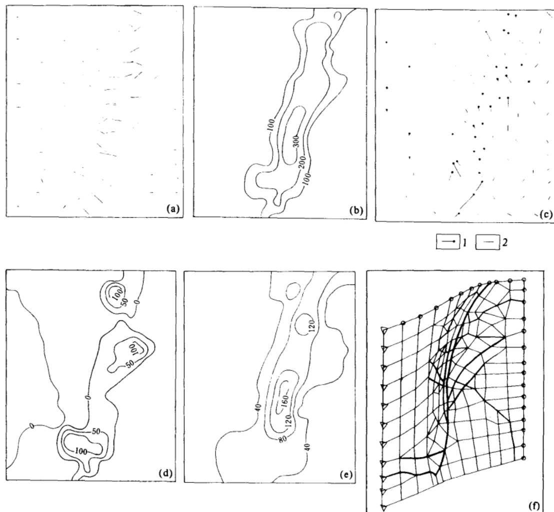


图 14—8 郯庐断裂带拉张期地表热应力和挠度模拟图

(a)—主应力 σ_1 的大小和方向；(b)—主应力 σ_1 的应力等值线；(c)—主应力 σ_2 的大小和方向；
(d)—主应力 σ_2 的应力等值线；(e)—最大剪应力 $(\sigma_1-\sigma_2)/2$ 等值线；(f)—垂向挠度(W)图

为 σ_1 的大小和方向图，(b)图为 σ_1 的应力等值线图。这两个图表明，郯庐断裂拉张期的第一主应力全部是拉伸应力，靠近断层的拉伸应力大于两侧其他地区。当岩石热胀系数取 1×10^{-5}，铅直地热梯度增量以 1°/km 为单位，岩石弹性模量单位为 1×10^5 MPa 的条件下，热应力量级为 100 MPa 左右。断裂带中央最大拉应力达 400 MPa。拉应力方向在断裂中段基本水平，为 EW 方向，东北段拉张力方向多数偏 NE，南段偏 SE。图(c)为 σ_2 的大小和方向图，图中线段有圈者表示拉张应力。(d)图为 σ_2 的应力等值线图，表明了 σ_2 的主要特征，在断裂

附近仍以拉伸应力为主，但应力值要小于 σ_1 并且在断裂带以外均是压应力区，应力变化幅度 300 MPa 左右，图(e)为最大剪应力($\sigma_1-\sigma_2$)/2 等值线图，同样可以看到剪应力变化梯度带与沂沭坳陷带的相关性。温度引起的剪应力变化量大约 200 MPa 左右。图(f)为平板挠度示意图，表明了板底(壳幔边界)温度梯度异常引起的板的弯曲上拱。

以上热应力的计算表明，上述模型由于温度改变引起的应力变化量是可观的，一方面不同岩石热物理性质，比如热胀系数也许会有数量级的差别；而且岩石圈厚度数倍于地壳厚度；同时在构造活动期，地下温度的横向差异据有人研究能高达几百度。上述因素都可能提高温差造成的热应力水平驱动较大规模的构造运动。另一方面，由于一般岩石的抗拉强度低于抗压强度，在受拉状态下更容易破裂，这就给地下热物质上涌开辟了通道，使构造热活动更为强烈。还有一个不容忽略的因素是时间，由于温度的升高，使岩石流变性更突出，只要时间足够长，就可能造成可观的构造形变。

就郯庐断裂带来说，西太平洋板块的俯冲运动造成东亚大陆板块的挠曲以及局部剪切拉张是上部地壳拉伸构造的主要成因之一。这样的背景应力场与深部构造热活动引起的热应力相辅相成，形成了断裂带具拉伸构造特征的应力场。海洋板块向大陆下面的俯冲造成的横弯曲与地下热活动引起的纵弯曲联合作用，是郯庐断裂带中生代到老第三纪拉伸构造形成的主要动力机制。

第十五章　郯庐断裂带中南段对金矿的控制

郯庐断裂带不仅以其规模巨大著称，而它的成生演化在中国东部地质发展中产生的影响，长期以来吸引着国内外地质学家着迷似的研究。纵观全部研究成果，发现系统阐述郯庐断裂带对金矿控制作用的报道不多，本书也仅试图利用地质矿产部"八五"重大基本项目——"郯庐断裂带的形成演化及其对地质发展的控制作用"实施中收集到的资料对郯庐断裂带中、南段（山东—苏北—安徽）对金矿的控制进行粗浅的厘定。

15.1　郯庐断裂带主要特征

15.1.1　郯庐断裂带展布与组成

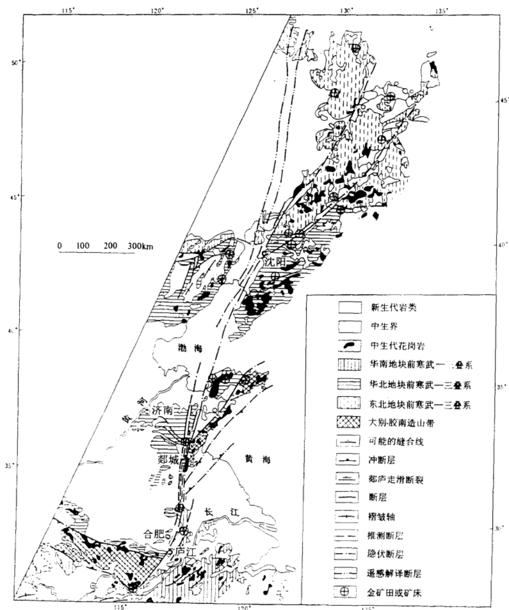
郯庐断裂带主要由断续相连的 4～5 条主干断裂组成（各区段主干断裂条数及名称不同），南起湖口—宿松地区，北延过庐江、嘉山、五河、苏北新沂进入山东，经郯城、临沂、潍坊，穿过渤海继续北延过沈阳、黑龙江五大连池，向北进入俄罗斯境内，自南而北，展布方向由北东向转变成北北东向。

郯庐断裂带的组成，除主干断裂外，还包括与主干断裂有成生联系的，发育在主干断裂之间或旁侧，与之相辅而行的次级构造以及那些呈 NNW、NE—NEE、NW—NWW 展布的为数众多的伴生构造；同时还包括发育在主干断裂带两侧，与主断裂组成"入"字型规模较大的低序次 NE—NEE 向构造（如五莲-荣城，牟平-即墨，敦化-密山等构造）和旁侧的大型旋扭构造、弧形构造（如鲁西弧、大别弧等）。当然伴生构造或低序次构造又有自身的伴生构造和低序次构造。由此认为上述众多级次或低序次构造与主干断裂一起组成了郯庐断裂带构造系统，图 15—1 表明，郯庐断裂的组成是复杂的，更重要的是那些次级或伴生、低序次构造，对金矿更具控制意义。

15.1.2　郯庐断裂成生演化阶段及形变特征

郯庐断裂带总的形变图像显示为左行走滑断裂，但在它的不同发展演化阶段，形变各具特点。

郯庐断裂带大致经历了三个成生演化阶段：从晚三叠世（T_3）至晚侏罗世（J_3）是其成生发育的第一阶段，以左行韧性剪切形变为主，后期向韧-脆性形变转化，郯庐断裂带左行剪切总位移量 300 余 km 就是在这一阶段积累的；白垩纪开始，郯庐断裂带进入到第二个发展演化阶段，一直延续到老第三纪末。以张扭性脆性形变控制岩浆活动和沉积为主要表现形式，该阶段的构造岩浆活动，对金矿成矿控矿发挥了关键性的作用；新第三纪郯庐断裂带跨入了第三个演化阶段，总体形变表现为右行压扭脆性形变，但在某些区段，某一时期出现张性形变特征，其发育程度，逊于前一、二期。



15.2 郯庐断裂带中、南段对金矿的控制作用

郯庐断裂带的控矿性，始终是人们关注的一个问题，由于工作及资料的局限，仅将郯庐断裂对金矿的控制作用方面的粗浅认识及资料奉献给读者，所涉及的也仅仅集中在郯庐断裂带的中、南段。

15.2.1 郯庐断带对金矿(矿带、矿田、矿区)分布的控制

图 15—1 表明,在郯庐构造系统展布区内分布有大小矿田(成矿带、矿区)数十处,其中南段自北而南计有胶西北诸金矿田、鲁中临沂成矿区、安徽五河大巩山-毛山矿区、南端宿松界岭矿区。北段(辽-吉-黑)诸多矿田(矿带、矿区)亦发育在郯庐断裂构造系统波及的范围内。这些矿田、矿带或矿区有的直接受控于主干断裂构造带(如大巩山矿区),有的则受到次级或低序次构造的制约,如胶西北诸金矿田。郯庐断裂带北段某些金矿的分布也显示出同样特征,如沿敦化-密山断裂带分布的金矿。

15.2.2 郯庐断裂构造系统控矿构造型式

郯庐断裂带结构组成的复杂性决定了对金矿控制的构造型式的多样性。

(1) 主干断裂带内及旁侧与其走向相同的次级构造对金矿的控制

主干断裂带内及其相辅而行的次级断裂控矿的典型例子首推安徽五河大巩山-荣渡金矿,该金矿夹持于郯庐主干断裂五河-合肥断裂和石门山(即朱顶-石门山)断裂之间,矿带及矿体的产出,绝大多数受到近南北向展布、高角度倾斜的次级断裂构造控制;金的地球化学异常及激电异常仍然沿近南北向构造分布(图 15—2)。

发育在主干断裂带旁侧并与之平行的次级断裂构造控矿的现象更为普遍,山东金牛山断裂带是其中的代表。由三条主要断裂组成的金牛山断裂带,呈 NNE(5°～15°)向展布于牟平—乳山一带,控制着整个牟乳金矿带,矿带内的诸多矿床如金青顶、金牛山、邓格庄、唐家沟、金青岭、福禄地等被三条断裂分别控制(图 15—3)。此外,胶西北、鲁中临沂地区某些矿田或矿床如新城、焦家矿田、铜牛矿田以及安徽毛山金矿,郯庐主断裂旁侧的次级 NNE 向构造控矿作用均有明显反映。

(2) 主干断裂旁侧“人”字型构造分支断裂控矿

既然郯庐断裂主要为左行走滑断裂,那么在其两侧地块中发育“人”字型分支构造或其他旋扭构造型式就不足为奇。主干断裂东侧一系列规模较大的呈 NE—NEE 向展布的断裂,如山东境内的五莲-荣城断裂带,东北境内的敦化-密山和依兰-伊通断裂带。均属郯庐断裂带构造系统的分支构造。从宏观上,它们的发育对金矿成矿控矿提供了重要条件,在分支构造带的两侧或一侧发育的众多矿田即是这方面的反映。人字型分支构造控矿最具代表性的是安徽宿松界岭金矿。

界岭金矿处于郯庐主干断裂——池(河)-太(湖)断裂西侧,一系列呈北东东向展布的含矿糜棱岩带与池-太断裂西分支,枫(香驿)-南(冲庙)断裂组成“人”字型构造,所有矿体,无例外地发育在分支糜棱岩带内(图 15—4)。

(3) 金矿化受 NEE(或 NE)、NNW、NWW(或 NW)向等伴生构造控制

在郯庐断裂带发育过程中,主带内外不同区段,程序不同地发育了 NEE(或 NE)、NNW、NWW(或 NW)向等伴生构造,这些不同方向、不同性质的断裂构造,在不同成矿区,显示出一定的控矿性,有的矿区,它们成为主要的控矿构造,如安徽五河大巩山金矿,虽然 NNE 向次级构造是该矿区的主体构造,但是,也有一定数量的矿脉发育在 NE 向压扭性构造和 NWW 向张扭性断裂内。鲁中临沂地区金矿田的中部和东部堆金山金矿,部分矿化受到 NEE 向压扭性断裂制约;山东栖霞等地的金矿,某些矿化受 NNW 向断裂控制是非常明显的(图 15—5)。闻名于世的玲珑金矿田呈 NEE 向展布的众多金矿脉,也充分表现出伴生构造控矿的重要性(图 15—6)。

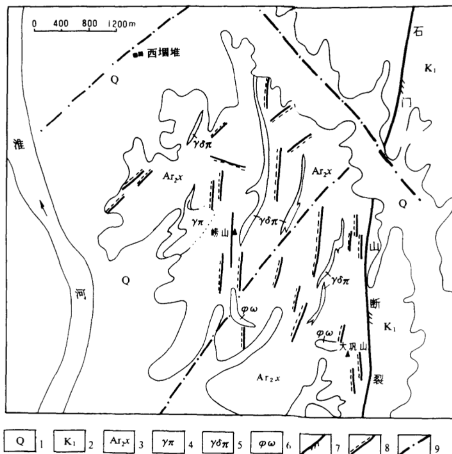


图 15—2　安徽五河大巩山矿区地质简图

1—第四系；2—白垩系下统砂砾岩；3—新太古宇西固堆组变质岩；4—花岗斑岩；5—花岗闪长斑岩；6—蛇纹岩；7—郯庐断裂带石门山主断裂；8—含矿断裂；9—推测断层

(4) 低序次旋扭构造型式对金矿的控制

胶西北有三条极重要的控矿构造带，自西而东有：三山岛-仓上断裂带；黄县-掖县断裂带；招远-平度断裂带，各断裂带的走向自南而北 NE(NEE)—NNE—NE(NEE)，山东地质六队(1981)将其厘定为“S”型构造型式，对胶西北矿田(或矿床)的分布起着决定性的控制作用，几个特大型金矿如三山岛，焦家诸矿的形成均与该“S”型构造成生演化有关(图 15—7)。值得指出的是，由于对上述断裂构造延续性的认识不统一，或因掌握资料的差别，对“S”型构造型式提出了质疑，有人提出 NE(或 NEE)段与 NNE 段，分属不同断裂构造，有人认为系 NE(NEE)与 NNE 构造的复合，同时也有提出是郯庐主干断裂带与蓬莱 NNE 断裂带之间的低序次构造。由此看来，对胶西北主体控矿构造型式还需要进一步厘定。

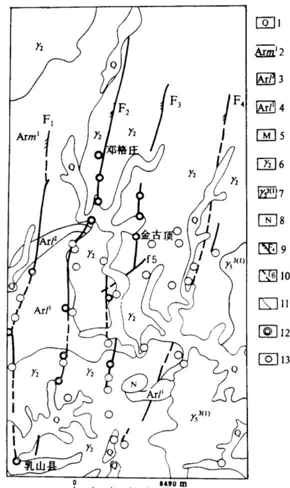


图 15—3　牟(平)-乳(山)金矿成矿带地质简图

(据山东冶勘三队)

1—第四系;2—胶东群马格庄组;3—胶东群鲁家夼组上段;4—胶东群鲁家夼组下段;5—大理岩;6—元古宙花岗岩;7—燕山晚期花岗岩;8—基性岩;9—实测扭断层;10—推测断层;11—地质界线;12—金矿体;13—金矿(化)点

(5) 构造复合控矿

构造复合这里包括两层意思:一是组成郯庐断裂构造系统不同级别、不同序次构造的复合;二是郯庐断裂带构造成分与其他构造体系的复合。资料表明,构造复合控矿在郯庐断裂构造系统控矿成矿中是一个非常普遍的现象。如玲珑矿田至少有NEE、NE、NNE三组构造直接控制了金矿化。前面提及的安徽五河大巩山矿区也是由NNE(近南北)、NEE、NWW三

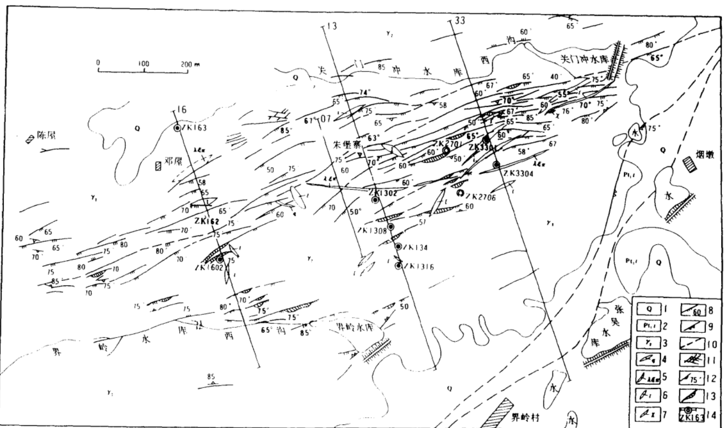


图 15—4　界岭金矿构造地质图

1—第四系；2—古元古界宿松群柳坪组；3—花岗岩；4—石英脉；5—石英正长斑岩脉；6—细晶岩脉；7—煌斑岩脉；8—韧性剪切糜棱岩带及产状；9—北东向压扭性断裂（郯庐断裂带主断裂）；10—推测断裂；11—X 型裂隙；12—片理产状；13—金矿化体；14—钻孔及编号

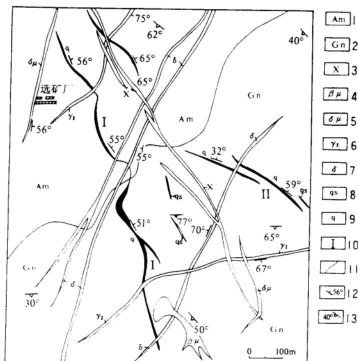


图 15—5 栖霞金矿区 NNW 向断裂对金矿的控制

（据山东地质六队）

1—胶东群斜长角闪岩；2—胶东群角闪黑云斜长片麻岩；3—煌斑岩；4—辉绿岩；5—闪长玢岩；6—细晶岩；7—细粒闪长岩；8—绢英岩化带；9—含金石英脉；10—矿脉编号；11—岩性界线；12—矿脉或岩脉产状；13—地层产状

组含矿构造组成了矿区构造格局。鲁中临沂地区，NNE、NEE、NW 向构造复合控矿现象也很突出。资料同时表明，前述控矿构造型式的组成部分，有的成因单一，有的则系由其他构造成分演化或复合而来，如宿松界岭金矿那些控矿“人”字型分支糜棱岩带即是由近东西向构造演化所成。

总之，就单个矿体来说可能受某方向、某等级、某序次构造的控制，但在一个矿田、矿区或矿床，则往往受构造复合的控制。

纵观郯庐断裂带构造系统对金矿的控制性，有一种现象值得注意，即沿郯庐断裂带自北而南出现几个“结点”，在这些“结点”处，矿田或矿床比较密集，如辽宁的线金厂-下达堡诸矿田；白云-卧龙泉诸矿田；山东胶西北诸矿田；鲁中临沂地区诸矿床，安徽五河地区荣渡、大巩山、毛山诸金矿、宿松界岭金矿，人们不难发现，上述“结点”恰处于郯庐断裂带与东西向构造带复合交会部位，宿松界岭金矿区处于大别地块南缘近东西向构造与郯庐断裂复合部位，大

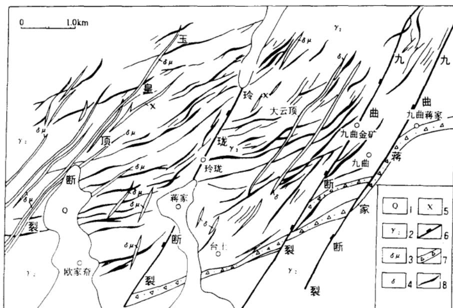


图 15—6　山东招远玲珑金矿田地质简图

1—第四系；2—花岗岩；3—闪长玢岩；4—闪长岩；5—煌斑岩；6—NNE 向压扭性断裂；7—碎裂岩带；8—含金构造

巩山-荣渡金矿处于纬向阜阳-蚌埠褶断带与郯庐断裂带复合部位；胶西北金矿处于栖霞东西向构造与郯庐断裂带复合部位。这种现象表明近东西向基底构造在后来成矿中的作用不容忽视。

15.2.3　控矿构造形变差异对金矿矿化类型的控制

金矿矿化类型一方面受成因条件的影响，但更重要的是与控矿构造形变特征有关，特别在相同或相似成矿背景下，形变差异对矿化类型的控制尤为明显。由于郯庐断裂带构造系统的不同组成部分，在同地或异地，形变特征不同，相应地导致某些金矿出现不同类型的矿化。

安徽宿松界岭金矿，直接围岩是元古宙花岗岩，NEE 向含矿构造均为以塑性形变为主的糜棱岩带，沿带发育的是蚀变糜棱岩型金矿化，含金硫化物多呈浸染状、片理状、团块状嵌于糜棱岩中。

胶西北诸金矿，成矿地质背景相同或相近，决定矿化类型的主因是控矿构造形变特征，三山岛、新城、焦家等金矿，控矿构造如同界岭一样，主体显示有强塑性变形阶段的特征，出现了人们称之为的"破碎带热液蚀变岩型"金矿化或称"黄铁绢英质碎裂蚀变岩型"金矿化，命其名为"焦家式"金矿。而九曲、玲珑-大开头、马家窑等金矿，含矿构造形变以脆性为主，石英脉型金矿化在上述矿区占主导地位。

此外还发现，在同一条含金构造的不同区段，或不同的发育阶段，形变差异的不同控制着不同矿化类型。安徽五河大巩山矿区就有这样的情形，有的 NNE—NS 含金构造，早期形

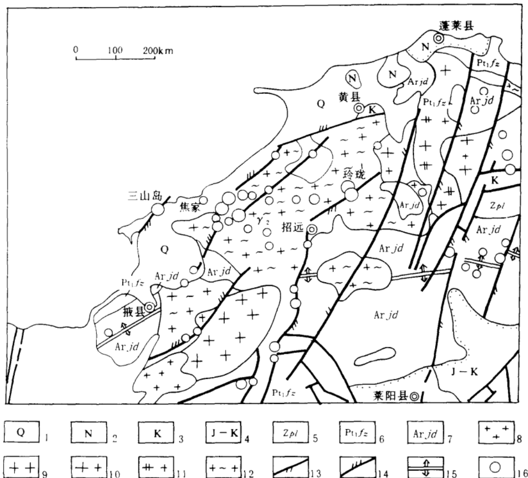


图 15—7 胶西北构造地质及金矿分布略图

1—第四系；2—新第三系；3—白垩系；4—侏罗—白垩系；5—蓬莱群；6—粉子山群；7—胶东群；8—花岗岩；9—中—粗粒花岗岩；10—斑状花岗闪长岩；11—斑状花岗岩；12—片麻状花岗岩；13—NNE 向压扭性断裂；14—"S"型断裂(或 NNE—NE 压扭性断裂)；15—E—W 向复背斜；16—金矿床

变为塑性，矿化为蚀变糜棱岩型，中期以脆性变形为主，矿化为含金石英脉型。就矿化富集程度而论，无论是蚀变糜棱岩(碎裂岩)型还是石英脉型，最富集矿化常常发育在塑—脆性形变转化阶段。

从不同金矿化类型总体空间分布看，近郯庐主干断裂区段蚀变破碎带型或蚀变糜棱型金矿化相对发育，向外侧石英脉型金矿化逐渐占优势，这与郯庐断裂形变强度、或应力梯度带可能有联系。

15.2.4 金矿成因的差异性与统一性

郯庐断裂带控制的金矿，不同地区成矿因素有同有异，资料表明胶西北金矿、安徽五河

大巩山金矿、宿松界岭金矿，成矿物质分别来自太古宇胶东群、五河群和大别群老变质岩，其中胶西北金矿和宿松界岭金矿的形成又与元古宙花岗岩(玲珑、郭家岭、滦家河、界岭等岩体)转化的"矿源岩"有密切关系。因此，有人将这些与花岗岩有关的金矿冠以重熔岩浆热液金矿床的名称。

鲁中诸金矿的形成，目前资料还不足以说明成矿物质来源于老变质岩，相反较多的资料反映该地区的金矿(如铜井、金厂、金线头等)直接与燕山期发育的中—酸性浅成、超浅成岩体有关，形成了矽卡岩型金矿和斑岩型金矿。

除上述成矿因素的异同外，下述两个共同的成矿因素是值得重视的。

其一是燕山期的岩浆活动(大量脉岩及浅成岩)在成矿中的意义，其二为构造动力对成矿元素的调整作用在成矿中的地位。

前述对成矿起着重要作用的太古宇老变质岩也好，元古宙花岗岩也好，它们与郯庐断裂带控制的燕山期形成的金矿之间有一大的时间差。重要的是，燕山期成矿元素如何由古老变质岩及花岗岩活化出来进入到含矿构造内的。

以上曾述，燕山期是郯庐断裂带重要发育阶段，这一发育阶段的重要标志是郯庐断裂带波及范围内大量各类脉岩和浅成(超浅成)岩的侵位及火山活动。沿郯庐断裂带分布的主要成矿区，亦是各类脉岩及浅成(超浅成)岩发育区。南端界岭金矿区大量发育了细晶岩脉、石英斑岩脉及煌斑岩脉；安徽五河大巩山地区，又是各类岩脉集中发育区，花岗斑岩、石英斑岩、闪长玢岩、斜闪煌斑岩、斜云煌斑岩、云煌岩、辉石角闪岩、金云透闪岩、蛇纹岩广布，它们形成的时代为161.19～208.56 Ma；鲁中直接与金矿有关的浅成—超浅成中—酸性岩(石英闪长玢岩、闪长玢岩、闪长岩等)，生成时代为126.6 Ma(山东地质六队，1981)；同样胶西北，亦是各类脉岩(闪长岩、煌斑岩、闪长玢岩、辉绿玢岩、闪斜煌斑岩和花岗斑岩等)广泛发育区。上述脉岩和浅—超浅成杂岩的成岩时期与金矿成矿时期相近，并在构造空间上具有一致性，如有的地区，矿脉展布方向与含矿构造一致，有的岩脉与金矿处于同一构造。刘辅臣(1985)提供的资料表明，岩脉与矿体在硫同位素、微量元素等方面具有相似特征，有些脉岩还具有较高的含金性。由此推断燕山期郯庐断裂带控制的各类脉岩及浅成—超浅成相中—酸性侵入岩所代表的岩浆活动，对金矿的形成有至关重要的作用，这期岩浆活动可为成矿提供热动力条件，使"矿源层"或"矿源岩"中的成矿物质进一步活化与成矿。

郯庐断裂带燕山期岩浆活动对金成矿的重要意义是公认的，但是构造动力在成矿中的地位往往被忽略，其原因在以往很少有人从构造动力成矿的角度进行研究，本项研究工作笔者通过对在安徽界岭金矿及五河大巩山金矿的研究发现下面几种现象：

1) 含矿构造带波及范围内，原矿物的分解和新矿物的产生是受形变强度和应力大小所控制的，量级变化与形变强度、应力梯度是统一有序的。

2) 基本"均质"的含矿围岩，在形变过程中，出现由不同矿物分别集中形成的条带状构造。

3) 由高应变区到低应变区出现矿物组合的差异。

4) 浸染状矿化的糜棱岩，含金硫化物往往出现在构造动力重结晶石英微集中域，糜棱岩内的微裂隙内往往形成含矿的微细石英脉，或者含金硫化物常见于构造动力变质岩某一分异条带内，或分异条带的过渡带。

5) 矿化富集程度受形变强弱、组构类型、应力大小的制约。

6）地球化学分带性与构造形变分带，和应力梯度带相吻合。

如上种种现象，笔者认为都是构造动力对先成岩石（或地块）结构及成分上调整的结果，这种调整、分配、组合的过程，也是成矿的过程。从这一意义上讲，构造动力是金矿形成的重要因素。在小尺度下是这样，在大尺度下也是如此，若大规模的郯庐断裂带，成生演化是那样复杂，波及范围是如此广阔，切割深度达地幔，很难设想对其影响的地块（岩块）成分上没有重新调整。构造动力调整作用应是普遍存在的，只是程度上有所差异罢了。

15.2.5 郯庐断裂带成生发展与成矿的同步性

前已述及，郯庐断裂带成生演化经历了 T_3—J_3，K—E，N—Q 三个主要阶段，在 18 组成矿年龄数据统计中，有 13 组数据在 100～146 Ma 范围，两组数据在 71～100 Ma 范围，一组数据为 46.52 Ma，一组数据为 153.76 Ma，一组数据为 188.94 Ma。由此不难看出郯庐断裂带控制的金矿，基本都在燕山期成矿，侏罗纪应是成矿的早期阶段，（稍晚于郯庐断裂带起始时期 T_3），白垩纪特别是早白垩世，进入成矿的高峰期，老第三纪成矿作用进入尾声，由此反映出成矿作用与郯庐断裂带成生、发展、演化阶段的同步性。

根据上述认识，笔者认为关于战略找矿方面，有下面几点：①东西向构造带与郯庐断裂带的交会复合区；②构造活动、形变强烈和燕山期岩浆活动发育区；③太古宇变质岩展布区；④郯庐断裂带次级、低次序构造发育、自身复合及与其他构造成分复合区。具备上述四项条件的可能是找矿远景区的最佳选择。

后 语

本书通过地质力学、地球物理、古地磁、地热、岩石学、矿物学、地球化学、矿物物理及岩石力学多专业相互结合，对“郯庐断裂带的形成演化及其对地质发育的控制作用“的研究取得了以下主要进展：

1）印支末期，华南地块与华北地块的拼接是郯庐断裂带启动的构造背景，即为秦岭纬向造山带发育时期。华南地块向华北地块之下楔形挤入，形成弧形拼合边界，以其向南尖突部位——大别地块南缘为始端，中、下地壳物质发生 NNE 向剪切流动，导致了郯庐韧性左行剪切带定位产生。进入早—中侏罗世后，由于西太平洋相对东亚大陆左旋力偶作用，继续向地壳浅部扩展为郯庐左行走滑断裂带。

2）通过区域构造、地球物理综合分析和重点区段地质调查，厘定郯庐断裂系的力学性质、活动方式、构造型式组合随时间空间演变特征，查明左行平移期基本构造格架类似鱼骨状构造，主干断裂位移量主要通过其东侧一系列北东向构造带及西侧一系列向南凸出的弧形构造带近南北向地壳缩短来吸收，中南段最大位移量为 300 km，北段为 100～150 km。

3）通过郯庐断裂带两侧大别山与苏鲁造山带在基本构造组成、变形变质相组合、变形变质期次时代、构造变形及深部物质作用过程的对比分析，以及在岳西菖蒲港河大别山超高压变质带内浅变质片岩和苏北赣榆石桥构造窗发现的基础上，查明大别山-苏鲁超高压变质带的折返造山和郯庐断裂带形成演化之间的动力学联系，提出超高压变质带反向加楔的折返机制。同时进一步厘定郯庐左行平移发生的时期、启动部位及平移的幅度。

4）通过对郯庐断裂带两侧中新生代古地磁样品测试结果分析，查明郯庐断裂带两侧自中侏罗世以来不存在巨大规模的左行平移，发现断裂带东侧华南地块早白垩世之前（主要在晚侏罗世），曾发生 15°～25°逆时针转动。这与随着离郯庐断裂带 Z—T 盖层褶皱系由 NEE →NE→NNE 产状变化所表现转动方向是一致的。这一发现不但对于了解中生代以来濒临西太平洋中国东部大陆边缘地块运动方式有重要意义，而且对于现位构造形迹恢复其前白垩纪古方位也有重要参考价值。

5）将郯庐断裂带及其两侧大别-苏鲁变形变质带，由浅而深划分为浅层次韧性-脆性变形及中、深层次韧性超韧性变形三个变形变质域，提出郯庐走滑断裂多层地质模式。郯庐左行走滑首先在南端发生，沿着不同层次滑移面或滑脱层，相对下层物质发生与左行平移同方向的流动、迁移，相对上层物质发生与平移相反方向的逸出流动。在郯庐东侧中、深层次表现为沿大型低角度滑脱层上层指向 SSE 向韧性剪切变形，剪切量 230～270 km；在浅层次表现为盖层 NE 向雁列褶皱冲断系，造成近 S—N 向地壳缩短量 240～300 km。以上剪切量、地壳缩短量与左行平移量大致平衡。进而指出陆内大型走滑断裂带由深层次至浅层次应力应变传递的方式。

6）郯庐断裂系具有自南而北分段递进生长迁移机制。主要表现在：由南而北，左行平移的启动和主活动期变新，左行平移的位移量减小，同断裂构造沉积盆地发育时限和断裂控制火山岩活动的时代变新。

7）通过对郯庐断裂带及其两侧地球物理（航磁、重力、GGT 地学断面）资料分析，查明断裂带三维展布、岩石圈结构特征及其活动方式、变形动力学过程，进而厘定郯庐断裂带是一条陡倾切穿莫霍面的岩石圈断裂带，其东侧存在地壳尺度低角度拆离带。特别是在郯庐断裂带北段（辽宁段）首次进行天然地震层析成像研究，提供郯庐断裂带深部结构的重要信息。天然地震主要沿郯庐断裂界面及低速层（20 km 左右）分布，由此得知断裂界面略向东陡倾。P 波低速体主要沿断裂带展布；低速体延伸轴向在 17 km 以上以 S—N 向为主，25 km 以下以 E—W 向为主；郯庐断裂带为上地幔上涌的通道；中地壳低速体的存在，导致上地壳震源体地应力的高度集中，是海城地震孕育发生的力源之一。

8）通过郯庐断裂带幔源包体显微构造分析，重塑沿断裂带新生代地幔流体流变状态（$\sigma_1-\sigma_3$、$\dot{\varepsilon}$、η、p、t）及流动方式。首次系统提出郯庐断裂带南、北段上地幔变形特征。北段：第一期为上地幔底辟作用，第二期上地幔剪切作用，明确指出糜棱结构幔源包体，形成于700℃，差应力＞200 MPa 条件下，上地幔底辟顶部剪切带（壳幔边界）。南段表现为上地幔多期底辟模式。第一期和第二期分别形成不含水和含水系列幔源变形包体。

9）榴辉岩流变状态下矿物反应的原子尺度研究取得了重要进展。在郯庐断裂东侧，江苏东海强烈塑性流变的榴辉岩内发现，富铝单斜辉石向石榴子石转变的石榴子石出溶结构。在 HRTEM 下观测发现，母体单斜辉石具有 1.35 μm（a^*）堆垛的地幔辉石超结构，其内石榴子石与之共存，新生石榴子石内含有单斜辉石母体残骸。这些反应发生于层错、刃型位错发育微区内。以上单斜辉石中石榴子石出溶结构形成过程的高分辨晶格像，提供了郯庐走滑导致超高压变质带折返深部物质反应过程的证据。

10）在郯庐断裂带年代学研究方面，运用多种高精度测年的方法相互配合（Ub-Pb、^{40}Ar-^{39}Ar、K-Ar、Sm-Nd、Rb-Sr、ESR 等），厘定郯庐断裂带演化各阶段的时限。特别是将应力矿物多硅白云母晶体结构多型转变与^{40}Ar-^{39}Ar 热年代学相结合，提出华南与华北地块拼合和郯庐左行走滑运动的年龄分别是 209.0 Ma±6.6 Ma 和 163 Ma；断层泥粘土矿物学与 K-Ar 法相结合，准确给出新生代郯庐断裂挤压活动的年龄为 55.00 Ma±1.11 Ma。进而指出应力矿物年代学是研究地壳运动时期的重要发展方向。

11）通过郯庐断裂带及其两侧变形构造定量分析（古应力方向、大小、应变量、位移量、缩短量等估算）和同位素年代学分析结果相结合，将郯庐断裂带发育和构造应力场演化过程分为六个阶段：前郯庐期（P_2 末—T_2），σ_1NNW—SSE，＞100 MPa；启动期（T_2—T_3），σ_1NNW—SSE，$\sigma_1-\sigma_3$＝55～110 MPa；平移期（J_{1-2}—J_3），σ_1 为 NW—SE，160～190 MPa；拉张期（K_1—K_2），σ_3 为 E—W，130 MPa；挤压期（K_2 末—E），σ_1 近 E—W，90～100 MPa；挽近活动期（N—Q），σ_1 近 E—W，35～73 MPa。表现从印支期古特提斯动力学机制向燕山早期以来太平洋动力学机制的转化过程。

12）采用二维不可压缩粘性流体——牛顿流模型和反演边界力、物性参数的优化法，对郯庐断裂带的左行平移期和挽近活动期的形变场、应力场进行数值模拟；运动小挠度弹性薄板模型对拉张期构造应力及热应力场进行模拟；由此建立郯庐断裂带形变场和构造应力场演化的实际模型。这些方法的使用在郯庐断裂构造应力场研究还属初次，这一结果对于郯庐断裂带形变场、构造应力场数值模拟研究也有着参考价值。

13）在应用研究上，提出郯庐断裂带分级控制金矿的规律，以及断裂带主活动期即为其主成矿期，并指出寻找大型金矿集中区的方向。

总的看来，郯庐断裂系成生演化过程，就是中国东部大陆边缘从印支期控制纬向带发育的古特提斯动力机制，向燕山期以来控制新华夏系发育的太平洋动力机制转化的过程。郯庐断裂带基本构造型式组合、排布及演化，主要表现了西太平洋相对东亚大陆向北的运动方式及西太平洋洋壳向东亚大陆之下楔形挤入的运动方式。

以上是5年来我们对郯庐断裂带调查的一些新的事实和认识，但是人们对客观世界的认识是无穷的，在研究中有以下几个问题引起我们极大兴趣，一旦有条件我们希望能够继续研究以下问题。

1）从中新生代盆地沉积相时空演化角度，来恢复郯庐断裂系形成演化过程，特别是从沉积物来源、沉积速率变化来确定走滑的时限、位移量和位移速率。

2）继续运用天然地震层析成像技术，研究郯庐断裂中、南段深部三维速度结构，进而了解郯庐断裂带及相邻地区深部物质运动的方式与方向。

3）采用多层材料三维模拟实验，进一步研究郯庐断裂构造应力场演化的动力来源，及其与地球自转速率变化的关系。

参 考 文 献

安徽地矿局.安徽省区域地质志.北京:地质出版社,1987.

安郁宏.胶东地区变质地层新划分——新厘定胶东群、荆山群介绍.山东地质,1990,6(1):97～102.

毕志国,李玉发,汤加富,侯明金.皖西白大山群的发现及其地质意义.安徽地质,1994,4(1-2):135～140.

曹国权,王致本,王成基.山东胶南地体及其边界断裂五莲-荣成断裂的构造意义.山东地质,1990,6(1):1～15.

陈沪生,周雪清,李道琪,贺绍英.中国东部灵璧-奉贤地学断面图.北京:地质出版社,1993.

陈江峰,董树文,邓衍尧,陈移之.大别造山带K-Ar年龄解释—件差异上升岩块.地质论评,1993,39(1):17～21.

陈晶,王清晨,翟明国,叶凯.榴辉岩中石榴石的塑性变形特征.中国科学,B辑,1995,25(10):1115～1120.

陈宣华,王小凤,陈正乐,舒桂明,李小凤.江苏孟中榴辉岩中单斜辉石向石榴石相转变的初步研究.地质力学学报,1995,1(2):85～89.

陈移之,李曙光,从柏林,张儒媛,张宗清.胶南榴辉岩的形成及成因——Sr、Nd同位素地球化学及年代学证据.科学通报,1992,23:2169～2172.

陈文寄,计凤桔,李齐,李大明,王庆隆,王昕.沂沭断裂带断层泥中K-Ar、FT和TL体系年代学含义的初步研究.地震地质,1988,10(4):191～198.

程国良,方仲景.从古地磁测定结果看郯城庐江断裂带的运动方式.地震地质,1980,2(4):76.

承娟英.郯-庐断裂带在渤海海域的构造特征.辽宁地质学报,1983,(2):28～37.

从柏林,石渡明,王清晨,夏并正树,张儒瑗,翟明国,赵中岩,平岛崇男,坂野升平,李家驹.中国山东威海含柯石英麻粒岩的发现.科学通报,1992,(6):573～574.

从柏林,王清晨.中国超高压变质岩研究评述.科学通报,1994,39(24):2214～2218.

崔克英,庞庆邦,徐英奎.论辽南韧性推覆构造的基本特征.辽宁地质学报,1986,(2):45～59.

邓乃恭.中生代华夏类型构造和郯庐断裂体系的特征与形成机制.见:构造地质论丛(3).北京:地质出版社,1984,33～38.

邓军,方云,周显强,宋友贵.山东胶西北地区金矿带成矿构造应力场反演及其控矿作用.中国区域地质,1995,(3):252～260.

丁原辰,张大伦.声发射抹录不净现象在地应力测量中的应用.岩石力学与工程学报,1991,10(4):313～326.

丁纪元.苏北云台组地层中发现红帘石.江苏地质科技情报,1988,(3):33.

董法先,李中坚,陈柏林,孟宪刚,王建平,刘迅.安徽五河大巩山—荣渡地区金矿控矿构造与找矿方向研究.北京:地质出版社,1995.

董法先,陈柏林,李秀珍,蔡本俊.安徽界岭金矿及其外围成矿控矿构造与找矿方向.北京:地质出版社.1993.

董南庭,武贵禄.鸭绿江断裂带基本地质特征及成矿规律.吉林地质,1994,(1).

董申保等.中国变质作用及其与地壳演化的关系.北京:地质出版社,1986,53～89.

董树文,王小凤,黄德志.大别山超高压变质带内浅变质岩片发现及意义.科学通报,1996,41(9):815～820.

董树文,孙先如,张勇,黄德志,王刚,戴世坤,于邦存.大别山造山带基本结构.科学通报,1993,38(6):542～545.

樊祺诚,刘若新,马宝林.苏北胶南高压变质超镁铁质岩.岩石学报,1992,8(1):90～95.

高锐,吴功建,费栋宇.中国东部及邻海地壳结构若干问题的研究.见:27届国际地质会议学术交流论文集(2).北京:地质出版社,1985,203～210.

高维明,李家灵,孙竹友.沂沭大陆裂谷的生成与演化.地震地质,1980,2(3):11～18.

郭振一.郯城-庐江断裂带的形成演化与应力场分析.见:国际地质力学研讨会论文集.北京:地质出版社,1986,38.

郭振一.胶莱坳陷南缘晚侏罗世蠕状灰岩砾石有孔虫、蜓化石的发现及其大地构造意义.地质论评,1985,31(2):179～182.

国家地震局地学断面委员会.江苏响水至内蒙古满都拉地学断面.北京:地质出版社,1991.

国家地震局地质研究所.郯庐断裂.北京:地震出版社,1987.

韩郁青,陈云兰.秦岭造山带核部两期同碰撞花岗岩的确定及其意义.见:游振东,索书田主编.造山带核部杂岩变质过程与构造解译.武汉:中国地质大学出版社,1992.
韩宗珠,盛兴土,袁荣林.大别山地区榴辉岩及伴生石榴石橄榄岩.矿物岩石,1989,9(4):30～39.
汉丘克 A.N.,里波夫 A.H..那丹哈达山脉和相邻的锡霍特阿林地区的古洋沉积的地层资料.见:中国地质科学院沈阳地质矿产研究所集刊(2).北京:地质出版社,1993.
合肥工业大学地质系普通地质教研组.安徽省大地构造图的编制(1:100万).地质论评,1959,19(8):374～376.
河南省地质矿产局.河南省区域地质志.北京:地质出版社,1988.
霍光辉,罗卫.应用地球物理资料对胶南地体分类特征的探讨.山东地质,1993,9(2):45～51.
湖北地矿局.湖北省区域地质志.北京:地质出版社,1988.
胡克,张树业.华北榴辉岩及其成因的若干问题.长春地质学院学报,1991,21(3):283.
黄德志,董树文,叶朝晖,张勇.大别与胶南造山带北缘地层对比意义.见:中国科协首届青年学术讨论会"兴皖之光"卫星会议论文选集.合肥:安徽科学技术出版社,1992,52～58.
黄汲清.中国东部大地构造分区及其特点的新认识.地质学报,1959,39(2).
黄汲清指导,任纪舜,姜春发,张正坤,秦德余编写.中国大地构造及其演化.北京:地质出版社,1980.
黄汲清.中国地质构造基本特征的初步总结.地质学报,1960,40(1):1～37.
黄婉康,王岩国,王道德,龚国洪.肇东陨石低钙辉石超微结构的研究.矿物学报,1992,12(2):102～110.
吉林省地质矿产局.吉林省区域地质志.北京:地质出版社,1988.
金旭,杨宝俊主编.中国满洲里—绥汾河地学断面地球物理场及深部构造特征研究.北京:地震出版社,1994.
荆延仁,粱万通,张树业,张良田.安徽前寒武纪高压变质带.北京:地质出版社,1991.
江苏地质矿产局.江苏省及上海市区域地质志.北京:地质出版社,1988.
李希霍芬.山东的地质结构(胶州)及有用矿床.应用地质杂志,(3),1898.
李春昱.用板块构造学对中国部分地区构造发展的初步分析.地球物理学报,1975,18(1):52～76.
李春昱.亚洲地质图说明书.北京:地质出版社,1984.
李捷.中国地质图南京开封幅(1:100万)说明书.北京:商务印书馆,1929.
李培军,夏邦栋.走滑挤压盆地——以中晚三叠纪下扬子沿江盆地为例.地质科学,1995,30(1):130～138.
李荣安,于军.海城地震双向构造运动的研究.地震学报,1985,7(4):385～397.
李曙光,刘德良,陈移之,王松山,龚冀,胡世玲,桑海清.中国中部蓝片岩的形成时代.地质科学,1993,28(1):21～27.
李曙光,陈移之,宁春明,张志敏,杨淳,赵敦敏.胶东海阳所斜长角闪岩的锆石 U-Pb 年龄.地球学报,1994,(1-2):37～42.
李曙光,刘德良,葛宁洁,陈移之,张志敏,韩宗珠,赵广涛.青岛榴辉岩相蛇绿混杂岩——俯冲"洋壳"推覆体的发现及其意义.科学通报,1991,36(15):1161～1164.
李曙光,陈移之,葛宁洁,刘德良,张之敏,张巧大,赵敦敏.青岛榴辉岩及胶南群片麻岩的锆石 U-Pb 年龄——胶南群中晋宁期岩浆事件的证据.科学通报,1993,38(19):1773～1777.
李曙光,葛宁洁,刘德良,张宗清,叶笑江,郑双根,彭长权.大别山北翼大别群中C型榴辉岩的 Sm-Nd 同位素年龄及其构造意义.科学通报,1989,34(7):522～525.
李曙光、刘德良、陈移之、葛宁洁、张宗清、叶笑江.大别山南麓含柯石英榴辉岩的 Sm-Nd 同位素年龄.科学通报,1992,37(4):346～349.
李曙光,Hart S.R.,郑双根,郭安林,刘德良,张国伟.中国华北、华南陆块碰撞时代的钐-钕同位素年龄证据.中国科学(B辑),1989,(3):312～319.
李曙光,肖益林,刘德良.大别山石马地区石榴黑云片麻岩的 Sm-Nd、K-Ar 年龄及冷却速率.地质科学,1995,30(2):174～181.
李述靖,郑达兴,陈佳木,孙立蒨.中国主要构造体系的划分及特征概述.见:中国分省构造体系研究文集(1).北京:地质出版社,1985.
李思田.断陷盆地分析与煤聚移规律.北京:地质出版社,1988.
李四光.天文、地质、古生物资料摘要(初稿).北京:科学出版社,1972.
李四光.地质力学概论.北京:科学出版社,1973.
李四光.新华夏还之起源.见:区域地质构造分析.北京:科学出版社,1974,49～58.

李四光.旋卷构造及其他有关中国西北部大地构造体系复合问题.北京:科学出版社,1955.
李四光.中国的造山历史和构造轮廓.见:新西兰举行的第7次太平洋科学会议的会议录(2).1949,26～44.
李秀新,刘德良,王华俊,沈修志.薛爱民.中国东部华北板块与扬子板块的分界问题.北京:中国科技出版社,1992,32～45.
李之彤,赵春荆.兴安岭-张广才岭花岗岩带的形成和演化.见:中国北方花岗岩及其成矿作用论文集.北京:地质出版社,1991.
李之彤,赵春荆.吉林东部晚三叠世岩浆活动及其与板块构造的关系.中国地质科学院院报,1988,18:21～32.
辽宁省地质矿产局.辽宁省区域地质志.北京:地质出版社,1989.
林传勇,史兰斌.郯庐断裂带沿线幔源包体的特征及初步推论.地震地质,1992,14(4):289～304.
林传勇,徐义刚,史兰斌,Mercier J-C C,Ross J. V..吉林伊通幔源包体中富K和Na包体:上地幔流体存在的证据.科学通报,1994,39(9):820～823.
林金录.中国古地磁数据表(5).地质科学,1987,2:183～187.
刘德良,李曙光,肖越辉,毕磊,王李平,徐晨.秦岭构造带东段与郯庐断裂带南段古应力.见:中国东南海陆岩石圈结构与演化研究.北京:中国科技出版社,1992,55～64.
刘敦一,赵敦敏.用热离子发射质谱计直接测定单粒锆石^{207}Pb-^{206}Pb年龄.地质论评,1988,34(6):496～504.
刘海山,郝天珧.勃利盆地侏罗系、白垩系、第三系古地磁研究及意义.见:沈阳地质矿产研究所集刊.北京:地质出版社,1992.
刘茂强,杨丙中,邓俊国,周永辉.伊通-舒兰地堑地质构造特征及其演化.北京:地质出版社,1993.
刘若新(主编).中国新生代火山岩年代学与地球化学.北京:地震出版社,1992.
刘若新,樊祺诚,李惠民,张旗,赵大升,马宝林.大别山碧溪岭石榴石橄榄岩-榴辉岩高压变质作用的年代学研究.科学通报,1995,40(14):1304～1307.
刘晓春.中国中东部的双高压变质带.地质论评,1991,(4):300～309.
刘武,张元祥,王江海,周汉文.湖北大崎山地区灰色片麻岩的初步研究.湖北地质,1989,(1):64～75.
刘燕君.遥感找矿的原理和方法.北京:地质出版社,1991.
陆境元.大别山东段佛子岭(片岩系)的时代.地质论评,1963,21(3):115.
罗镇宽,关康,王曼祉,王传泰.中国金矿床概论.天津:天津科学技术出版社,1993.
卢造勋.东北地区的深部构造与地震.长春地质学院学报,1983,(1):113～122.
卢造勋,张国臣,李竟志,王连仲,赵俊猛.爆破地震研究辽南地区地壳与上地幔结构的初步研究.见:中国大陆深部构造的研究与进展.北京:地质出版社,1988.
卢造勋,刘国栋,魏梦华,孟朴在,赵俊猛.辽南地区地壳与上地幔介质的横向不均匀性与海城7.3级地震.地震学报,1990,12(4):367～378.
卢造勋,夏怀宽,牛雪,姜德录,孟朴在,赵国敏,张国臣,董宝忠,史书林,陈国英,张汝恋,修淑坤.内蒙古东乌珠穆沁旗至辽宁东沟地学断面.见:国家地震局地学断面编委会编.北京:地震出版社,1992,7.
吕古贤,孔庆存.胶东玲珑-焦家式金矿地质.北京:科学出版社,1993,180～183.
吕朋菊,张明利,朱兴娜.泰山周围下古生界与泰山群不整合面上滑动构造的发现.地质论评,1990,36(5):473～478.
马杏垣.中国东部前寒武纪大地构造基本轮廓.科学通报,1960,(16).
马杏垣.中国及邻近海域岩石圈动力学图集.北京:地质出版社.1986.
马杏垣,游振东,谭应佳,杨巍然,李东旭,吴正文.中国大地构造的几个基本问题.地质学报,1961,(1).
马醒华,邢历生,杨振宇,徐树金,张景鑫.鄂尔多斯盆地晚古生代以来古地磁研究.北京:地震出版社,1992.
莫伊谢年科,拉纳利等.地热研究与应用.高莉青,陈彭年,陈宏德等译.北京:地震出版社,1990.
牛宝贵,富云莲,刘志刚,任纪舜.鄂北蓝片岩的$^{40}Ar/^{39}Ar$定年及其地质意义.科学通报,1993,38(14):1309～1313.
潘国强,荆延仁,夏木林,梁万通,王小民,刘忠光,丸山茂,毛汉光.大别山区含柯石英榴辉岩的发现.地质论评,1990,36(4):359～363.
彭光才,曹希波,朴宽镐.郯-庐断裂带北延去向的探讨与地质特征.辽宁地质学报,1983,(2):64～70.
乔秀夫.对郯庐断裂巨大平移之质疑.地质论评,1981,22(3).
全国同位素地质年龄汇编小组.全国同位素地质年龄数据汇编(第二册).北京:地质出版社,1977.
全国同位素地质年龄汇编小组.全国同位素地质年龄数据汇编(第三册).北京:地质出版社,1983.

全国同位素地质年龄汇编小组.全国同位素地质年龄数据汇编(第四册).北京:地质出版社,1986.
任纪舜,秦德余,张正坤,姜春发.从卫星照片看中国断裂构造格局.地质论评,1979,25(2):78～80.
任纪舜,张正坤,牛宝贵,刘志刚.论秦岭造山带——中朝与扬子陆块的拼合过程.见:秦岭造山带学术讨论会论文选集.西安:西北大学出版社,1991.
山东地质矿产局.山东省区域地质志.北京:地质出版社,1991.
商玉强.胶东地体碰撞与沂沭断裂带的演化.中国地质科学院南京地质矿产研究所所刊,1989,10(1):65～74.
桑宝梁,陈跃志,郡桂清.大别山东南麓宿松群铷-锶年龄及其构造意义的探讨.中国区域地质,1987,(4):364～370.
邵济安,王成源,唐克东.乌苏里地区构造新探索.地质论评,1992,38(1):34～39.
申永治,胡霭琴.辽宁中部辽河群K-Ar年龄等值图及其地质意义.地球化学,1986,(1):36～41.
水谷伸次郎,邵济安,张庆龙,那丹哈达地体与东亚大陆边缘中生代构造的关系.地质学报,1989,63(3):209～216.
宋彪.质谱计逐级蒸发-沉积测定单颗粒锆石年龄原理及可靠性的证明.地球学报,1994,(1-2):206～217.
孙革,郑少林,孙学坤,何承全,朴太元,尚玉珂,张川波,虞子治,赵衍华.黑龙江东部侏罗—白垩系界线附近地层研究新进展.地层学杂志,1992,16(1):48～54.
孙家树,崔承玉.冀东迁西地区同位素年龄测定结果及其地质意义.地质论评,1982,(3).
孙竞雄,潘明宝,陈火根,薛林家,许庆兵,金跃.苏北东海前震旦纪变质杂岩中榴辉岩的宏观变形特征.岩石学报,1992,8(2):161～167.
孙竞雄,宗淳海,曹德民,吕思茂.苏北元古界海州群变质作用.岩石矿物学杂志,1989,(3):212～220.
谭锡畴.山东中生代及第三纪.见:地质汇报(5),第二册.1923.
汤加富,侯明金,高天山.郯庐断裂带的主要特征与性质讨论.安徽地质,1995,5(3):60～65.
汤加富,荆延仁,侯明金,高天山,周存亭.安徽大别山-张八岭地区新的构造格局与非板块碰撞造山过程.安徽地质,1995,5(3):1～12.
汪集旸,黄少鹏.中国大陆地区大地热流数据汇编(第二版).地震地质,1990,12(4):351～366.
万天丰.古构造应力场.北京:地质出版社,1988.
万天丰.中国东部中、新生代板内变形构造应力场及其应用.北京:地质出版社,1993.
万天丰.郯庐断裂带的演化与古应力场.地球科学——中国地质大学学报,1995,20(5):526～534.
王秉愚,有限元法程序设计.北京:北京理工大学出版社,1991.
王登第,韩殿忠.浑河-敦化-密山断裂带地质特征.辽宁地质学报,1983,(2):58～63.
王桂梁,曹代勇,姜波,徐志斌,刘代志,燕守勋.华北南部的逆冲推覆、伸展滑覆构造.北京:地质出版社,1992.
王鸿祯,杨森楠,刘本培.中国及邻区构造古地理及生物古地理.北京:中国地质大学出版社,1990.
王钧,黄尚瑶,黄歌山,汪集旸.中国地温分布的基本特征.北京:地震出版社,1990.
王来明.鲁东碰撞造山带的初步研究.山东地质,1994,10(1):100～108.
王良书,施央申.油气盆地地热研究.南京:南京大学出版社,1989.
王濮,潘兆橹,翁玲宝,陈代璋,赵爱醒,陈斯兴,叶振寰,董镇,薛君治,杨中漪,吕瑞英等编著.系统矿物学(中册).北京:地质出版社,1984.
王仁,梁海华.用叠加法反演构造应力场——以东亚为例.见:地质科学论文集.北京大学出版社,1984,145～151.
王启明,王清晨.河南"冷"榴辉岩中 $P2/n$,$P2$,$C2/C$ 结构绿辉石的电镜研究.科学通报,1994,39(21):1974～1978.
王清晨,张儒媛,从柏林,赵中岩,叶凯.鲁东—苏北榴辉岩的构造特征及其折返机制.岩石学报,1982,8(2):153～160.
王五力.环太平洋带中国大陆增生、构造演化和成矿作用基本特点的初步总结.中国地质科学院沈阳地质矿产研究所所刊,1990,22.
王小凤,李中坚,陈柏林,张青,陈宣华,邢历生,陈正乐,董树文,邬华梅.郯庐走滑断裂系的形成演化及其地质意义.见:郑亚东主编.构造地质学-地质力学(第三十届国际地质大会论文集(第14卷).北京:地质出版社,1998,176～196.
王小凤,王治顺,李继忠.安徽庐江-枞阳及外围地区新华夏系构造岩的基本特征.见:中国地质科学院地质力学研究所所刊(9).北京:地质出版社,1987,137～188.
王小凤,水涛.变形显微古应力计及其在地质学中的应用.见:中国地质科学院地质力学研究所所刊(8).北京:地质出版社,1986,111～128.
王小凤,康振川,周显强,史国顺,庐庆新.青海阿尔金断裂带中乌苏肖变形石英的位错组态特征和差应力值的估算.见:中国地质科学院地质研究所所刊(5).北京:地质出版社,1985,145～157.

王小凤，王治顺，李继忠. 郯庐断裂带南段构造岩的基本特征. 见：中国地质科学院地质力学所所刊(3). 北京：地质出版社，1982，141～153.
王岩国，黄婉康，龚国洪. 辉石中(2n+1)×0.45 nm 宽度堆垛的结构观察与模型推导. 矿物学报，1994，14(4)：373～377.
王银喜，杨杰东，杨建军，池际尚. 苏鲁榴辉岩的 Sm-Nd 年龄和 Nd、Sr 同位素及其构造和成因意义. 见：中国第 4 届同位素地质学和地球化学讨论会摘要汇编. 1989，38～39.
魏斯禹，滕吉文，王谦身，朱志文，贾士中，刘绍成. 中国东部大陆边缘地带的岩石圈结构与动力学. 北京：科学出版社，1990.
魏斯禹，腾吉文，张志和，胡忠义. 中国东部郯城-庐江裂谷带及邻近地区的地球物理场特征. 见：构造地质论丛(3). 北京：地质出版社，1984.
谢窦克，马承安，史鸿歧，蒋永材. 大别山地区榴辉岩的特征矿物研究. 岩石矿物及测试，1983，(2)：87～98.
邢历生，张振海，张景鑫. 四川盆地白垩纪的古地磁研究. 北京：科学技术文献出版社，1993.
邢历生，李中坚，王小凤，陈柏林，张青，陈宜华. 郯庐断裂带东侧华南地块部分的逆时针转动——古地磁新证据. 地质力学学报，1995，1(3)：31～37.
徐洪武，徐惠芳，罗谷风. 有序绿辉石空间群类型的群论研究. 矿物学报，1993，13(1)：1～6.
徐金方，郑文申，乔广生. 山东荣城榴辉岩的 Sm-Nd 数据. 山东地质，1986，(4)：73～77.
徐嘉炜. 试论郯-庐断裂带的平移及其地质与找矿意义. 地质矿产研究，1978，5.
徐嘉炜. 郯庐断裂带巨大的平移运动. 合肥工业大学学报，1980，(1).
徐嘉炜. 郯城-庐江平移断裂系统. 见：构造地质论丛(3). 北京：地质出版社，1984，18～32.
徐嘉炜，王萍，秦仁高，叶周节. 郯庐断裂带南段深层次的塑性变形特征及区域应变场. 地震地质，1984，6(4)：1～16.
徐嘉炜，崔可锐，刘庆，童卫星，朱光. 东亚大陆边缘中生代的左行平移断裂作用. 海洋地质与第四纪地质，1985，5(2)：51～64.
徐嘉炜. 郯-庐断裂带的平移运动及其地质意义. 见：国际地质学术论文集——为二十六届国际地质大会撰写(1)，构造地质-地质力学. 北京：地质出版社，1980，129～142.
徐嘉炜. 郯城-庐江深断裂带的平移运动. 华北地质，1964，(5).
徐嘉炜，刘德良，李秀新. 中国东部中生代南北陆块的对接——论大别山碰撞带及其意义. 见：中新生代地质学术讨论会论文集. 北京：地质出版社，1987.
徐嘉炜，马国锋. 郯庐断裂带研究的十年回顾. 地质论评，1992，38(4)：316～324.
徐嘉炜，朱光，吕培基，郑学培，孙世群. 郯庐断裂带平移年代学研究的进展. 安徽地质，1995，5(1)：1～12.
徐树桐，江来利，刘贻灿，张勇. 大别山(安徽部分)的构造格局和演化过程. 地质学报，1992，33(1)：1～14.
徐树桐. 安徽省主要构造要素的变化和演化. 北京：海洋出版社，1987.
徐树桐，刘贻灿，江来利，苏文，季寿光. 大别山的构造格局和演化. 北京：科学出版社，1994，4～5.
徐树桐. 皖东元古宙末之构造滑动. 见：国际地质交流文集(2). 北京：地质出版社，1985.
徐树桐，陈冠宝，陶正. 中国东部徐-淮地区地质构造格局及其形成背景. 北京：地质出版社，1993.
徐学思. 郯庐断裂的平移. 见：构造地质论丛(3). 北京：地质出版社，1984，56～65.
徐义刚. 地质温度计在幔源包体中的应用. 岩石学报，1992，9(2)：167～180.
徐义刚，林传勇，史兰斌，Mercier J-C C，Ross J. V.. 中国东部上地幔等地温线及其地质意义. 中国科学(B 辑)，1995，25(8)：874～881.
许浚远. 从花岗岩的形成环境论东北地区中生代大地构造性质. 辽宁地质学报，1993，(1)：11.
许志琴. 谈谈裂谷. 地质论评，1980，26(3)：260～264.
许志琴. 扬子板块北缘的大型深层滑脱构造及动力学分析. 中国区域地质，1987，6(4)：289～300.
许志琴，张巧大，赵民. 郯庐断裂带中段古裂谷的基本特征. 中国地质科学院院报，1982，4：17～44.
许志琴. 郯庐裂谷系概述. 见：构造地质论丛(3). 北京：地质出版社，1985，39～46.
许志琴，卢一伦，汤耀庆，Mattauer M.. 东秦岭造山带的变形特征及构造演化. 地质学报，1986，60(3)：237～247.
许志琴. 辽南地壳的收缩作用及伸展作用. 地质论评，1991，(3)：193～202.
杨建军. 苏鲁榴辉岩及有关超基性岩. 北京：地质出版社，1991. 47～49.
杨美霞. 下辽河平原区郯庐断裂带及其控煤效应. 辽宁地质学报，1983，(2)：38～47.
杨强生. 对流传热与传质. 北京：高等教育出版社，1985.

姚大全．密-抚断裂带西南段中生代早中期变位与变形的研究．辽宁地质学报，1988，(1)．
叶大年，李达周，董光复，邱秀文．河南信阳变质带的 3T 型多硅白云母和 C 类榴辉岩．科学通报，1979，(5)：217～220．
应思淮，俞理宝，杨主恩．江苏东海红土山、青龙山榴辉岩的变质作用和成因问题．地震地质，1981，(3)：17～30．
余钦范，马杏垣．华北地区航磁图像处理结果和地震构造解释．地震地质，1989，11(4)：5～13．
尹玉军．苏北、胶南榴辉岩．岩石矿物学杂志，1991，10 (1)：11～20．
游振东，韩郁菁，桑隆康，钟振球，陈能松，周汉文．东秦岭-大别对接造山带的变质演化及其地球动力学意义．见：游振东，韩郁菁等编著．造山带核部杂岩变质过程与构造解译．武汉：中国地质大学出版社，1992，205～216．
袁学诚，徐明才，唐文榜，王庆海．东秦岭壳反射地震剖面．地球物理学报，1994，37(6)：749～758．
张碧秀，汤永安．沂沭断裂带地壳结构特征．中国地震，1988．
张长厚，顾德林，宋鸿林，吴正文，陈建强．胶南隆起北缘中段左行正滑韧性剪切带研究．现代地质，1993，7(4)：435～443．
张宏．郯-庐断裂系的两期左行平移及其中生代时期演化史．辽宁地质，1994，(1)：131～143．
张家声．郯庐剪切带的性质和意义．地球科学，1992，17(4)：363～371．
张家声．沂沭断裂带中段基底韧性变形带．地震地质，1983，5(2)：11～24．
张理刚，王可法，陈振胜，刘敏秀，李之彤．中国东部中生代花岗岩长石铅同位素组成与铅同位素省划分．科学通报，1993，38(3)．
张儒媛，从柏林，刘忠光．苏鲁超高压变质地体及其成因解释．岩石学报，1993，9(3)：212～224．
张世红，施央申，孙岩，虞子治．黑龙江完达造山带及其与那丹哈达地体的关系．南京大学学报(地球科学)，1991，(3)：287～294．
张树业，周高志，荆延仁．扬子陆台北缘中段蓝岩带特征及意义．长春地质学院学报，1987，(变质地质学专辑)：53～70．
张树业，胡克，刘晓春，乔蓝勇．中国中部元古代蓝片岩-白片岩-榴辉岩——古陆内板块碰撞带三位一体特征．长春地质学院学报，1989，(6)(鄂皖蓝片岩带地质专辑)：152～160．
张文佑．中国 X 型断裂与新构造运动的关系．见：中国科学院第一次新构造运动座谈会发言记录．北京：科学出版社，1957．
张文佑．从中国大地构造的特征谈中国大地构造单位的命名．科学通报，1959，(2)．
张文佑．地堑形成的力学机制．中国科学院院报，1980，2(1)．
张泽明．安徽岳西地区含白云柯石英榴辉岩．岩石学报，1992，8(1)：97～101．
赵国敏，白云，孟朴在，刘志荣，李爱民．辽东半岛地区地壳深部结构特征的研究．见：卢造勋主编．纪念海城地震成功预报20周年学术讨论会论文集．北京：地震出版社，1995，215～222．
张增奇．鲁东前寒武纪岩石地层清理意见．山东地质，1994，10(增刊)：14～27．
张振海，张景鑫，叶素芝．胶东金矿同位素年龄的厘定．地质出版社，1994．
郑伯让．构造岩岩组学．武汉：中国地质大学出版社，1992，205～216．
郑华，腾吉文．随县—马鞍山地带地壳与上地幔结构及郯庐断裂带南段的某些特征．地球物理学报，1989，32(6)：648～659．
郑亚东，常志忠．岩石有限应变测量及韧性剪切带．北京：地质出版社，1985．
中国科学院地质研究所．中国大地构造纲要．北京：科学出版社，1959．
中国地质科学院地矿所大地构造组．中国大地构造基本轮廓．见：国际交流地质学术论文集(1)．北京：地质出版社，1980．
钟以章．郯-庐断裂带的北延及活动方式的讨论．辽宁地质学报，1984，(2)．
周高志，康维国，张树业，高敬礼，刘晓春，刘雅琴，柳景艳，韩守荣．鄂北蓝片岩带研究．北京：地质出版社，1991．
朱光，徐嘉炜，孙世群，郯庐断裂带平移时代的同位素年龄证据，地质论评，1995，41(5)：462～456．
朱光．胶东蓬莱群的变形与变质及其区域大地构造意义．大地构造与成矿学，1993，(9)：259～270．
朱志直，姜春发，孙凡宗．东秦岭冒地槽的三叠系及其地质意义．见：中国地质科学院地质研究所所刊(9)．北京：地质出版社，1984．99～111．
朱鸿，万天丰，中国东部晚元古代—三叠纪古板块的运动学研究．地球科学，1991，16(5)：523～532．
Akira Haseqawa, Dapeng Zhao, Shuichro Hori, Akira Yamamoto and Shiqeki Horiuchi. Deep structure of the northeastern Japan area and its relationship to seismic and volcanic activity. Nature, 1991, 352(6337)：683～689.
Allen F. M., Smith B. K. and Buseck P. R.. Direct observation of dissociated dislocations in garnet. Science, 1987, 238：1695～1697.

Ames L., Tilton G. R. and Zhou G. Z.. Timing of collisional of the Sino-Korean and Yangtze Craton: U-Pb Ziron dating of coesite-bearing eclogites. Geology, 1993,21:339～342.

Aoki K. I., Fujimaki H. and Kitamura M.. Exsolved garnet-bearing pyroxene megacrysts from South African Kimberlite. Lithos, 1980, 13:269～279.

Banno S.. Stability of diopside, jadeite solid solution. Jpn Assoc Mineral Petrol Econ Geol, 1986, 81:281～288.

Bertrand P., Sotin C., Mercier J-C C.. and Takahashi E.. From the simplest chemical system to the natural one: garnet peridotite barometry. Contr. Minor. Petrol. ,1986,93:168～178.

Bertrand P. and Mercier J-C C.. The mutual solibility of coexisting ortho-and clinopyroxene: toward an absolute geothermometer for the natural system? Earth Planet. Sci. Lett., 1985,77: 109～122.

Brearley A. J.. Nature and origin of mitrix in the unique type 3 chondrite, Kakangari. Geochim. et Cosmochim. Acta, 1989,53:2395～2411.

Brestein Y. S.. Magmetic Properties of late Cretaceous-Cenozoic volcanic rocks of the Soviet far east south. J. Phys. Earth, 1988, 36. Suppl. :39～64.

Brey G. P. and Kohler T.. Geothermobarometry in four-phase lherzolites, I. New thermobarometers and Practical assessment of existing thermobarometers. Jour. Petrol., 1990,31: 1353～1378.

Brown E. H.. Comparison of the mineralogy and phase relations of blueschist from the North Cascades, Washington, and greenschist from Otago,New Zealand. Geol Soc Am Bull, 1974,85: 333～344.

Burchfiel B. C. et al.. Intracrustal detachment within zones of continental deformation. Geology, 1989, 17:448～452.

Buseck P. R. and Iijima S.. High resolution electron microscopy of enstatite I: Gelolgical application. Amer. Mineral., 1975, 60:771～784.

Cabanes N. and Mercier J-C C.. Insight into the upper mantle beneath an active extensionalzone: the spinel peridotite xenoliths from San Quintin (Baga California, Mexico). Contrib. Mineral. Petrol. Petrol., 1988, 100:374～382.

Cabanes N. and Mercier J-C C.. Chimie des phases minerales et conditions d' equilibre des enclaves de lherzolite a spinelle de montferrier (Herault, France). Bull. mineral. 1988, 111: 65～77.

Cameron M. and Papike J. J.. Structural and chemical Variations in pyroxenes. Am. Miner., 1981, 66:1～50.

Carswell D. A. ed.. Eclogite Facies Rocks. Blackie and Son Ltd., 1990,396.

Carswell D. A. and Gibb F. G. F.. Garnet lherzolite xenoliths in the kimberlites of northern Lesotho: revised *p-t* equilibration conditions and upper mantle Palaeogeotherm. Ibid., 1987, 97: 473～487.

Chen Wenji, Li Qi, Li Daming and Wang Xin. Geochronological implications of K/Ar isotope system of fault gouge-a preliminary study. Phys. Chem. Earth., 1989, 17: 1723.

Chopra P. N. and Paterson M. S.. The role of water in the deformation of dunite. J. Geophys. Res., 1984, 89:7861～7876.

Clark, J. R. and Papike J. J.. Crystal-Chemical Characterization of omphacite. Am. Mineral., 1968, 53: 840～868.

Coleman R. G., Lee D. E. ,Beatly L. B. and Brannock W. W.. Eclogites and eclogites: their differences and similarities. Geol. Soc. Amer. Bull., 1965, 76: 483～508.

Cong B. L. ed.. Ultrahigh Pressure metamorphic rocks in the Dabieshan-Sulu region of China. Beijing: Chinese Science Press, 1995.

Courtillot V. and Besse J.. Mesozoic and Cenozoic evolution of the North and South China blocks. Nature, 1986, 320: 86～87.

Davis B. T. C. and Boyd F. R.. The join $Mg_2Si_2O_6$-$CaMgS_{22}O_6$ at 30 Kilobars Pressure and its application to pyroxenes from kimberlites. Jour. Geophysical Research, 1966, 71: 3567～3576.

Desnoyers C.. Exsolutions d' amphibole, de garnet et de spinelle dans les pyroxenes de roches ultrabasiques: peridotites et Pyroxenolites. Bull. Soc. Fr. Mineral Cristalogr., 1975, 98: 65～72.

Dong S. W., Wang X. F., Xue L. J., Zhang Y. and Huang D. Z.. Discovery and implication of "Shiqiao structural window" within the UHP metamorphic belt in northern Jiangsu province, China. Abstracts for IGCP-283 symposium (Kurean), 1994.

Downes H.. Shear Zone in the upper mantle-Relation between geochemical enrichment and deformation in mantle

peridotites. Geology, 1990, 18: 374～377.

Eide A., Mcwilliams M. and Liou J. G.. Ar-Ar geochronology and exhumation of high-pressure to UHP metamorphic rocks in eastcentral China. Geology, 1994, 22:601～604.

Ellis D. J. and Green D. H.. An experimental study of the effect of Ca upon garnet, clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria. Contrib Mineral Petrol, 1979, 71: 13～22.

Enami M. and Zang Q.. Magnesian staurolite in garnet-corundum rocks and eclogite from the Donghai district, Jiangsu province, east China, Am. Mineral, 1985, 73: 48～56.

Enami M. and Zang Q.. Quartz pseudomophs after coesite from Shandong province, east China. Am Mineral, 1990. 75: 381～386.

Enkin R. J., Yang Z., Chen Y. and Courtillot V.. Paleomagnetic consyraints on the geodynamic history of the major blocks of China form the Permian to the Present. J. Geophys. Res. 1992, 97(13):953～989.

Fabries J. Spinel-olivine geothermometry in peridotites from ultramafic comPlexes. Contrib. Mineral. Petrol., 1979, 69: 329～326.

Farter N. L. and Tsenn M. C.. Flow properties of continental lithosphere. Tectophys., 1987, 136: 27～63.

Finnerty A. A. and Boyd F. R.. Thermobarometry for garnet peridotites: basis for the determination of thermal and compositional structure of the upper mantle. In: Nixon P. H. ed. Mantle Xenoliths. Chichester: John Wiley, 1987. 381～412.

Green D. H.. The origin of "eclogites" from Salt Lake Crater, Hawaii, Earth Planet Sci. Lett., 1966, 9: 367～389.

Guidotti C. V.. Micas in Metamorphic rocks. In: Bailey S. W. ed. Micas. Reviews in Mineralogy, 1984, 13: 357～468.

Hacker B. R., Ratschbacher L., Webb L. E. and Dong S. W.. What brought them up? Exhumation of the Dabie shan ultrahigh-phessure rocks. Geology, 1995, 23(8): 743～746.

Hacker B. R. and Wang Q. C.. Ar-Ar geochronology of ultrahigh pressure metamorphism in central China. Tetonics, 1995.

Harte B. and Gurney J. J.. Evolution of Clinopyroxene and garnet in an eclogite nodule from the Roberts Victor Kimberlite pipe, South Africa. Phys. Chem. Earth, 1975, 9:367～387.

Hideo U., Tsunakawa H., Kono M. and Wei Q.. Paleomagnetism of upper mesozoic rocks from Qitaihe and Benxi areas, Northeastern China.

Himmelberg G. R. and Papike J. J.. Coexisting amphiboles from blueschist facies metamorphic rocks. J Petrol, 1969, 10: 102～114.

Hirajima T., Ishiwatari A., Cong B., Zhang R., Banno S. and Nozaka T.. Coesite from Menzhong eclogite at Donghai county, northeastern Jiangsu Province, China. Mineral. Magazine, 1990, 54: 579～584.

Holland T. J. B.. The reaction Albite = Jadeite + Quatz determined experimemtally in the range 600～1200℃, Am. Mineral. 1980, 65: 129～134.

Huang Xuan, Bi Ziwei and Depaolo D. J.. Sm-Nd isotope study of early Archean rocks, Qian'an, Hebei Province, China. Geochemic Cosmochem Acta, 1986, 50.

Ichikawa K.. Pre-Cretaceous terranes of Japan. Publication of IGCP-224(Osaka), 1990. 1～12.

Jacabson C. E. and Sorensen S. S.. Amphibole compositions and metamorphic history of the Band schist and the greenschist unit of the Catalina schist, Southern California. Contrib Mineral Petrol, 1986, 92: 308～315.

Jamtveit B.. Metamorphic evolution of the Eiksunddal eclogite complex, western Norway, and some tectonic implications. Contrib Mineral Petrol, 1987, 95:82～99.

Jerde E. A., Taylor L. A., Crozaz G. and Sobolev N. V.. Exsolution of garnet within Clinopyroxene of mantle eclogites: major-and trace-element chemistry. Contrib. Mineral. Petrol., 1993, 114:148～159.

Joh B. M., Cornichet J., Henin O. and Coz-Bouhnik M. L.. Geochemical and Isotopic investigation of UHP metamorphic terranes, in China: SU-LU and Dabie complexs. In: Abstrcts of 1st workshop on UHP metamorphism and tectonics(stanford), 1994, A:71～73.

Knipe R. J.. Deformation mechanism-recognition from natural tectonics. J. Struc. Geol., 1989, 11:127～146.

Kohler T. and Brey G. P.. Calcium exlcium exchange between olivine and Clinopyroxene calibrated as a geothermobarometer for natural peridotites from 2～60 kb with appoications. Geochim. Conmochim. Acta, 1990, 54: 2375 ～2388.

Kolhster. Deformation-induced microstructures, Paleopiezometer and differential stresses in apply eroded fault zone. J. Geophys. Res., 1980, 85B(11), 421～436.

Krogh E. J.. The garnet-Clinopyroxene Fe-Mg geothermometer —— a reinterpretation of existing experimental data. Contrib. Mineral. Petrol., 1988, 99: 44～48.

Lee D. C. et al.. Indosinian dextral ductile fault system and synkinematic plutonism in the southwest of Ogcheon belt (South Korea). Tectonophysics, 1991, 194: 131～151.

Lee Dai Sung. Geology of Korea. The Kyohah-sa Publishing Co., 1987.

Li S. et al.. Collision of the North China and Yangzi Blocks and formation of coesite-bearing eclogites: Timing and processes. Chem Geol, 1993, 109: 98～111.

Li Z. X.. Collision between the north and south China blocks: a crustal detachment model for suturing in the region east of the Tan-Lu fault. Geology, 1994, 22: 739～742.

Liu X. H. and Hao J.. Structure and tectonic evolution of Tongbai-Dabie rang in the eastern Qingling collisional belt, China. Tectonics. 1989, 8: 639～645.

Livi K. J. T. and Veblen D. R.. Transmission electron microscopy of interface and defects in intergrown Pyroxenes. Am. Mineral, 1989, 74: 1070～1083.

Maruyama S.. Toroqeng and relative plate motions example of the Japanese Island. Tectonophysics, 1986, (127): 305～329.

Maruyama S., Liar J. G. and Zhang R. Y.. Tectonic evolution of the UHP and HP metamorphic belts from central China. Island Arc, 1994, 3: 117～121.

Masru KoNo et al.. Paleomagnetism of upper Mesozoic rocks form Qitaihe and Benxiareas, northeastern China. Northeast Asian Tectonics, 1989, 3.

Massonne H. J. and Schreyer W.. Stability field of the high-pressure assemblage talc + phengite and two new phengite barometers. Eur. J. Mineral., 1989, 1: 391～410.

Matsumoto T. and Banno S.. A natural pyroxene with the space group C^4_{2h}-*P2/n*. Proc. Japan Acad., 1970, 46: 173～175.

Mattauer M., Matte P. et al.. Tectonics of the Qinling belt: Build-up and evolution of eastern Asia. Nature., 1985, 317: 496～500.

Molnar P., England P. and Martinod J.. Mantle dynamics, uplift of the Tibetan plateau and the Indian monsoon. Rev. Geophys., 1993, 31: 375～396.

Mysen B. O.. Experimental determination of some geochemical parameters relation to conditions of equilibration of peridotite in the upper mantle. Amer. Mineral., 1976, 61: 677～683.

Nickel K. G. and Green D. H.. Empirical geothermobarometry for garnet peridottes and implications for the nature of the lithosphere, Kimberlites and diamonds. Earth Planet Sci. Lett., 1985, 73: 158～170.

Nicolas A.. Paridotite xenoliths in Massif Central basalts: textural and geophysical evidence for asthenospheric diapirsm. In: Nixon P. H. ed. Mantle xenoliths. John Wiley & Sons Ltd., 1987. 563～574.

Nie S. Y., Yin A., Rowley D. and Jin Y.. Exhumation of the Dabie Shan UHP rocks and accumulation of the Songpan-Ganzi flysch sequence, central China. Geology, 1994, 22: 999～1002.

Okay A. I. and Sengor A. M. C.. Evidence for intracontinental thrust-related exhumation of the ultra-high-pressure rocks in China. Geology, 1992, 20: 411～414.

Okay A. I., Xu S., Sengor A. M. C.. Coesite from the Dabie Shan eclogites, Central China. Eur. J. Mineral, 1989, (1): 595～598.

Platt J.. Metamorphic and deformational processes in the Francisca complex: some insight from the catalina schist tenanes. Geol. Soc. Amer. Bull., 1975, 86: 1337～1349.

Platt J.. Dynamics of orogenic Wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks. Geol. Soc. Amer. Bull., 1986, 97: 1037～1053.

Post R. L.. High-temperature creep of Mt. Burnet dunite. *Tectonophys.* ,1977,42:75～110.

Raheim A. and Green D. H.. Experimental determination of the temperature and pressure dependence of the Fe-Mg partition coefficient for coexisting garnet and clinopyroxene. Contrib Mineral Petrol,1974,48:179～203.

Reinecke T.. Crystal chemistry and reaction relations of piemontites and thulites from highly oxidized low grade metamorphic rocks at Vitali, Andros Island, Greece. Contrib Mineral Petrol,1986,93:56～76.

Reston T. J.. Mantle shear zone and the evolution of the northern North Sea basin. Geology,1990,18:272～275.

Robert E. W. et al.. The San Andreas fault System,California. Washington: United States Government Printing Office, 1990.

Ross J. V. Ave Lallemant H. G. and Carter N. L.. Stress dependence of recrystallized grain and subgrain size in olivine. Tectonophys,1980,70:39～61.

Sautter V. and Harte B.. Diffusion gradients in an eclogite xenolith from the Roberts-Victor Kimberlite pipe, I: mechanism and evolution of garnet exsolusion in Al_2O_3-rich Clinopyroxene. J. Petrol. ,1988,29:1325～1352.

Sautter V. and Harte B.. Diffusion gradients in an eclogite xenolith from the Roberts-Victor Kimberlite pipe, Ⅱ:Kinetics and implications for petrogenesis. Contrib. Mineral. Petrol. ,1990,105:637～649.

Sengor A. M. C.. East Asian tectonic collage. Nature,1985,318:16～17.

Sobolev V. S. and Sobolev N. V.. *Xenoliths in kimberlites of northern Yakutia and the structure of the mantle.* Dok Akad Nauk SSSR Ser. Seol. ,1964,158:22～26.

Sylvester A. G..走向滑动断层.帅开业译.构造地质学进展.北京:地震出版社,1994.

Taylor L. A. and Neal C. R.. Eclogites with oceanic crustal and mantle signatures from the Bullsbank Kimberlite,South Africa, part I:mineralogy, petrography,and whole rock chemistry. j. Geol. ,1989,97:551～567.

Topel-Schadt J. and Muller W. F.. The Submicroscopic structure of the unequilibrated ordinary chondrites Chinpur, Meso-Madaras and Tieschitz:a transmission electron-microscopic study. Earth and Planetary Sci. Let,1985,74:1～12.

Twiss R. J.. Theory and application of a recrystallized grain-size Paleopiezometer. Pure Appl. Geophys. ,1977,115:227～244.

Wang Q. C. and Cong B. L.. UHP rocks-a window to pry into geodynamics of orogenic belt. In: Abstracts of 1st workshop on UHP metamorphism and tectonics (Stanford),1994,A:92～94.

Wang Shijie et al.. Deep seismic probing of continental crust in the lower Yangtze region,eastern China. Tectonophyisics, 1990,173:297～305.

Wang X. ,Liou J. G. and Mao H. K.. Coesite-bearing eclogites from the Dabie Mountains in central China. Geology, 1989,17:1085～1088.

Wang X. M. and Liou J. G.. *Regional Ultrahigh-pressure coesite-bearing eclogitic terrane in central China: Evidence from country rocks gneiss,marble, and metamorphelite, and matamorphelite.* Geology, 1991,19:933～936.

Wang X. M. and Liou J. G.. The large displaement of the Tan-Lu fault:Evidence from the distribution of the coesite-bearing eclogite belt in eastern China. Eos. Trans. ,1989:1312～1313.

Weather M. S.. Differential stress determined from deformation induced microstructures of the Moine Thrust Zone. J. Geophys. ,1979,84B(13),7495～7509.

Witt G. E. and Seck H. A.. Solubility of Ca and Al in orthopyroxene from spinel peridotite: an improved version of an empirical geothermometer. Contrib. Mineral. Petrol. ,1991,106:431～439.

Xu Jiawei. The Tancheng-Lujiang Wrench fault System. New York:John Wiley & Sons Ltd. ,1993.

Xu J. W. , Zhu G. ,Tong W. X. , Cui K. R. and Liu Q.. *Formation and evolution of the tancheng Lujiang wrench fault system: a major shear system to the northwest of the Pacific Ocean.* Tectonophysics,1987,134:273～310.

Xu S. , Su W. ,Liu Y. ,Jiang L. ,Ji S. ,Okay A. I. and Sengor A. M. C.. Diamond in the high pressure metamorphic rocks in the east part of the Dabie Mountains. Chinese Science Bulletin,1991,17:1318～1321.

Xu S. T. ,Okay A. ,Ji S. Y. et al.. Diamond from the Dabieshan metamorphic rocks and it's implication for tectonic setting. Science,1992,256:80～82.

Xu Z.. These de Docto. At Liniv. Sci. Tech. Languedoc,Montpelier,1987.

Yang J. J. and Smith D. C.. Evidence for a former Sanidine-coesite-eclogite at Lanshantou, eastern China and the recognition of the Chinese "Su-Lu coesite-eclogite province". Terrane Abstracts. ,1989,1:26.

Yang J. J. ,Kienast J. R. ,Lu Y. Z. and Sun J. X.. Ultrahigh-pressure(60 kbar)magnesite-bearing garnet peridotites from northeastern Jiangsu,China. J. Geology,1993,101:541~554.

Yin A. and Nie S. Y.. An indentation model for the north and south China collision and the development of the Tan-Lu and Honam fault systems,east Asia. Tectonics,1993,12(4):801 ~813.

Zhang Ruyuan, Takaon, Shoher Banno, Arich Ishiwatari, Jiaju Li, Bolin Cong and Toshio Nosaka. Coesiteclogite from Donghai area, Jiangsu Province, China. In the 15th General Meeting of the International Mineralogical Association, Abstracts, vol. 2, 923~924.

Zhang R. Y. and Liou J. G.. Significance of magnesite paragenesis in ultrahigh-pressure metamorphic rocks. Am. Mineral. ,1994,79:397~400.

Zhang Z. M. ,Liou J. G. and Coleman R.. An outline of the plate tectonics of China. Geological Society of America Bulletin,1984,95:295~312.

Zhao X. and Coe R. S.. Paleomagnetic Constraints on the collision and rotation of North and South China. Nature,1987, 327:141~144.

Zhao Z. Y. ,Wang Q. C. and Cong B. L.. Coesite-bearing ultrahigh pressure metamorphic rocks from Donghai, northern Jiangsu province, eastern China:"foreign"of "in situ". Science Geologica Sinica,1992,1(1):42~58.

Zienkiewicz O. C.. The Finite Element Method, 3rd edition. McGraw-Hill Book Company(UK) Limited, 1977.

Zhu H. ,Wan T. , Ma H. ,Chen J.. Study on Jurassic Paleomagnetism in Tanchenglujiang fault zone. In:The Laboratory of Lithosphere Tectonics and its Dynamics (MGMR), 1994 annual report. Beijing:Seismological Press, 1995.

Zhu Z.. Late Mesozoic Paleomagnetism in Eastern China and the horizontal displacement of the Tanchenglujiang fault zone. In:Xu Jiawei. ed. The Tancheng-Lujiang wrench fault system. New York:John Whiley & Sons Ltd. ,1993. 139 ~148.

On Tan-Lu Fault Zone

Wang Xiaofeng, Li Zhongjian and Others

Abstract

Ⅰ. INTRODUCTION

The Tan-Lu fault zone is a major structural belt in eastern China with a NNE-trend and extends more than 2400 km. The formation and evolution of Tan-Lu fault zone controlled the formation and distribution of sedimentary facies, magmatic activities, metamorphism, ore deposits and oil and gas resources in eastern China. It is also a belt of seismic activity at present.

The investigation of the Tan-Lu fault zone has been carried out for nearly a century. The fault zone has attracted great attention of geologists all over the world since it was named as "the Tancheng-Lujiang deep fracture zone" by the Aeromagnetic Survey Team No. 904 of the Geological Ministry of China in 1957. There are five tectonic scenarios of the features, evolution and dynamic mechanism of the fault zone. As the first researcher of the Tan-Lu fault zone, Xu Jiawei suggested the maximum strike-slip displacement over 740 km mainly achieved in the Late Jurassic to the Early Cretaceous (140～110 Ma). Zhou Daozhi considered it as a suture and margin transform fault. Li Chunyi, and Okay and Sengor considered it as a transform fault. Yin An and Nie Shangyou proposed an indentation model for the development of the Tan-Lu fault system. Deng Naigong supposed that it belongs to the late Neocathaysian structural system formed in the Late Yanshanian.

Ⅱ. GEOLOGIC SETTING

1. *Matching of the North and South China Blocks and Initiation of the Tan-Lu faulting*

The background of the initiating of the Tan-Lu fault system was the matching of the North and South China Blocks. The South China Block wedged into underneath the North China Block, which caused the gradual formation of an arcuate matching boundary protruding slightly southwards. Along the matching belt there are ultra-high pnessure high temperature metamorphic belt in the depths and high pressure low temperature metamorphic belt in epizone with eclogites and blueschists as their typical rocks respectively, with which were associated felsic mylonitic belts. The Tan-Lu strike-slip

faulting was synchronous with indentation of the South China Block into the North China Block occurred in the Triassic and Jurassic. The main lines of evidence include:

(1) Sedimentological data: The timing of final disappearance of marine sedimentation along the northern margin of the South China Block in Qinling region concludes that the matching between the North and South China Blocks occurred in the Late Triassic.

(2) Ages of deformation along the matching belt: The age range of deformation and metamorphism constrained by U-Pb, ^{40}Ar-^{39}Ar, Rb-Sr and Sm-Nd dating techniques is between 250 Ma and 180 Ma.

(3) Paleomagnetic data: The existing paleomagnetic data from the North and South China Blocks seem to suggest that the age of their final amalgamation did not occur until the Late Jurassic because Paleomagnetic poles older than Cretaceous do not coicide.

2. *Framework and Tectonic Style of Tan-Lu Left-lateral Strike-Slip Fault System*

The Tan-Lu fault zone and its adjacent fault zones compose a herringbone tectonic system (Fig. 2—2). On the east side, strike-slip displacement on the NNE trending major fault zone was mainly accommodated by generally N—S shortening and resulted in a series of left lateral shearing belts in NE and NEE directions and thrusting belts including the Sihong-Xiangshui, Wulian-Rongcheng and Dunhua-Mishan zones from south to north in order. On the west side, it was absorbed by a series of southward convex arcuate belts including the West Shandong and Dabie Arcs and others from north to south. The West Shandong Arc consists of a series of listric and imbricate faults, which were south thrusting faults in early time and then changed into detachment faults. The tectonic style of the Tan-Lu fault zone as a whole reflects that terranes have moved northwards on its east side and southwards on its west side.

3. *Indicator of sinistral translation in Tan-Lu fault zone-correlation of Dabie and Sulu (Jiangsu-Shandong) orogenic belts*

Based on correlation of the basic structural elements, deformation and metamorphism and their ages, and deep-seated geological processes of the Dabie and Sulu orogenic belts on both sides of the Tan-Lu fault zone, it is believed that they were the same orogenic belt developed due to the matching of the North and South China Blocks, and offset later by the Tan-Lu shear translation. The main lines of evidence include:

(1) The Dabie orogenic belt is comparable to the Sulu orogenic belt in structure elements (Table 1, Fig. 6—1).

(2) High and ultrahigh pressure metamorphic complexes in Dabie and Sulu areas are basically comparable in terms of metamorphism and protolith composition. The main expressions are as follows: (a) the metamorphic complexes in both areas consist of Late Archaean to Early Proterozoic crystalline basement and Mid-Proterozoic cover rocks, which were extensively reworked by early Indosinian high and ultrahigh-pressure metamorphic events; (b) the cover rocks belong to bimodal spilite-quartz keratophyre formations formed in the same environment, and at their base developed phosphatic rocks

experienced a high-pressure low-temperature metamorphism; (c) all the gneiss complexes consist of granitic gneiss and epidermic rocks and underwent regional progressive metamorphism from epidote amphibolite amphibolite facies to amphibole-gneiss facies; (d) eclogite widely occurs and is characterized by the presence of coesite. The compositions of protolith and the *p-t-t* path of the retrograde metamorphism are roughly comparable (Fig. 9—4, 9—5). So, the metamorphic complexes in Dabie and Sulu areas may belong to the same geologic body.

(3) It is shown obviously from deep structural features that the South China Block subducted northward under the North China Block and then transformed into large detachment fault in Late Indosinian-Early Yenshanian (Fig. 6—11) and that the North China Block driven by the Tan-Lu left lateral strike-slip fault subducted southward under the Dabie Orogen (opposite subduction) in the Early Jurassic (Fig. 2—39). The above evidence indicates the Tan-Lu left lateral strike-slip kinematics.

The displacement on the Tan-Lu fault zone derived from the distribution of Dabie and Sulu high and ultra-high pressure metamorphic zones is 560 km. If it were so, then the Dabie-Sulu Belt would have extended in an E—W strike before being translated. Paleomagnetic studies, however, showed that the South China Block on the eastern side of the Tan-Lu fault zone had rotated counterclockwise 15°～25° during the Late Jurassic. Therefore, after restoration, the Dabie-Sulu zone may show an arcuate form and the sinistral translation of the Tan-Lu fault may be less than 560 km.

Table 1 Correlation of Dabie and Sulu orogenic belts

Structure Unit	Dabie Orogenie Belt	Sulu Orogenic Belt	Main Characteristics
I	Hefei Basin	Laiyang Basin	Molasse basins at back margin of Mesozoic basins
II	Northern huaiyang belt (Fuziling and Meishan groups)	Wulian Belt (Wulian Group)	Stratigraphic composition are compartable
III	Dabie Complex Belt	Jiaonan Complex Belt	Main body of orogenic belt, high and ultrahigh pressure metamorphic zone
IV	Susong Belt	Lujiang-Zhangbaling-Guanyun Belt	Front marginal belt of orogenic belt, which consists of blueschist and quartz schist equivalent to those (protolithes) in Zhangbaling Group

II. MULTILAYER GLIDING MODEL FOR TAN-LU FAULT SYSTEM

1. *Division of deformation and metamorphism domains*

The development of the Tan-Lu strike-slip fault system resulted in three deformation and metamorphism domains at different levels in the fault zone and its adjacent areas. The

first is a ductile-brittle domain comprising folds and thrusts in the Sinian-Paleozoic cover rocks at depth less than 10～15 km. The second is a ductile domain mainly composed of mylonites and schistic mylonites of blueschist or greenschist facies in Zhangbaling group at depth of 15～25 km. The third, a deep level ductile domain, is composed of high and ultra-high pressure metamorphic rocks represented by eclogites at depth up to 80～100 km.

2. *Characteristics of the domains*

The middle-south segment of the Tan-Lu fault zone is taken here as an example to illustrate the three dimentional strain image for the development of the Tan-Lu fault system (Fig. 13—27) and the propagation style of the major intracontinental strike-ship fault system from deep to shallow. As mentioned above, the NNE trending Tan-Lu left-lateral strike-slip faulting initiated first at the apex of the Dabie arc due to the irregular geometer of the matching boundary between the North and South Blocks. Because of the anisotropy of the media between cover and basement, an echelon fold system, such as the NE—ENE trending folds in Sinian-Palaeozoic strata in the South China Block east of the Tan-Lu fault zone, was generated in the covering strata and inclined to the deep-level NNE trending Tan-Lu sinistral ductile shear zone in an acute angle. The mantle fold trends vary gradually from ENE to NNE as approaching the major fault of the Tan-Lu system, until sub-parallel to the major fault in the Zhangbaling-Lujiang area, and form a fan-shaped pattern on map with the south edge of the Dabie terrane as its convergening center. Near the major fault zone, the axial surfaces of these folds are subvertical or at high dip angels to ESE. With distance increasing to the major fault zone, the dip angles of fold axial surfaces are becoming more and more gentle. In sections crosscutting the major strike-slip fault, the axial surfaces around the major fault also show a fan-shaped pattern. From the Changjiang River to south Wulian-Rongcheng tectonic belt east of the Tan-Lu fault zone, the crust shortening and contraction ratio caused by mantle folding in a SSE direction has been estimated here are 240～300 km and 40%～45% respectively by means of balanced section construction (Fig. 13—14). This is compatible with sinistral displacement at deep levels.

In adjacent regions of the Tan-Lu fault zone, including Dabie Shan, Zhangbaling and Su-Lu areas, penetrative SSE-dipping foliations at low to moderate angles, and SE—SSE plunging stretching lineations imply the presence of large-scale multilayer detachment faults and the plastic rock flow in the middle and lower crust (Fig. 13—18). Indicators of shear sense, such as S-C fabrics and fold-vergence also illustrates top-to- the SSE shearing on the detachment surface. The shear strains are ranged from 1.98 to 6.71, average 3.35 (Fig. 13—9). Thus 230～270 km of shearing displacement in SSE is derived for the upper layer in South China Block east of the Tan-Lu fault zone.

In short, either the 240～300 km of shortening of the covering rocks or the 230～270 km of shearing displacement of the upper detachment layers in a SSE direction east of the Tan-Lu fault zone, was the result of gradual deformation and shearing flow of the rocks at

various levels due to the left-lateral strike-slip movement of the Tan-Lu fault system in NNE at middle and deep levels. These two values, the crust shortening of covering rocks and the shearing displacement of middle-deep levels, are roughly equal and balanced with the left-lateral displacement of the Tan-Lu fault zone. It is therefore suggested that the development of the left-lateral strike-slip movement was associated with the rock flow and progressive deformation at various layers of lithosphere, where detachment surfaces were formed. Materials at lower layers flew and migrated in the same direction of the left-lateral horizontal displacement, and those in upper layers escaped in reverse. Ductile shearing in the same direction took place in upper layers at middle-deep levels, while echelon folds and thrusts in NE were displaying in the cap rocks at shallow levels. This is the three dimensional strain image for the development of the Tan-Lu left-lateral strike-slip fault system, and the maximum cumulative displacement of c. 300 km has been derived hence for the middle-south segment of the Tan-Lu fault zone.

Ⅳ. FAULTING OF THE TAN-LU LEFT-LATERAL STRIKE-SLIP SYSTEM AND ROTATION OF ITS ADJACENT TERRANES

The paleomagnetic analysis of about 150 samples from Middle and Upper Triassic, Jurassic and Lower Cretaceous strata both sides of the Tan-Lu fault zone suggests that, there is not considerable left-lateral displacement on the fault at least since the Middle Jurassic, and a counterclockwise rotation of 15°～25° of the South China Block east of the Tan-Lu occurred mainly in the Late Jurassic before the Early Cretaceous (Table 2, Fig. 5—3, 5—5). This is consistent with the switch in trends of mantle folds from ENE to NE to NNE with the approach of the Tan-Lu fault zone. In addition, the comparison of the apparent polar wandering paths (APWP) of the North and South China Blocks revealed that two blocks might have been linked with or closing to each other at the east end since the Late Permian, and that there was an angle of 60°～70° existing westwards between their boundaries. Since the counterclockwise rotation of the North China Block and the clockwise rotation of the South China Block, they came into contact at the apex of the southwards convex Dabie arc during Late Indosinian, and the Tan-Lu fault zone formed the boundary between them. In the Jurassic, the counterclockwise rotation of the South China Block east of the Tan-Lu fault zone resulted from the compression of the North and South China Blocks at the apex of Dabie arc and the northwestward push of the Pacific Plate on the Tan-Lu fault. In the Early to the Late Cretaceous, the various China Blocks adjusted together with the Eurasian Plate, rotated slightly clockwise, and reached their present positions. Thus, the stress state might change reverse due to the clockwise rotation of the various China blocks since the Cretaceous. The discovery of the counterclockwise rotation of the partial South China Block east of the Tan-Lu fault zone, is of importance not only to understand of movement of the blocks in eastern China adjacent to the west Pacific Plate since the Mesozoic, but also to the restore of the original

Table 2 Rotational angles of sampled regions as opposed to APWP of the South China Block

Age	Western Side	Eastern Side
K_1	Huoshan-7°, Mengyin 3°	Zhucheng- 8°, Zhejiang- 4°, Zhucheng-6°
J_3	Huoshan 4°, Mengyin-5°	Lujiang-13°, Zongyang-27°, Zhejiang-2°, Zhejiang-21°
J_2	Feixi 5°, Mengyin 4°	Anqing-22°
T_3		Anqing-25°
T_2		Anqing-36°

azimuths of the Pre-Cretaceous features.

Ⅴ. TIMING OF TAN-LU SINISTRAL STRIKE-SLIP FAULTING

It is suggested that the main time of sinistral translation along the central-southern segment of the Tan-Lu fault be the Early to Late Jurassic according to the following lines of evidence:

(1) Evidence from the analysis of the deformation. Megasacopically, the Tan-Lu fault zone cut Dabie-Sulu high and ultrahigh pressure metamorphic zone that formed in the Late Triassic, so it may be later than Triassic. There are two sets of lineations in the schistose mica and quartz mylonites in the Zhangbaling area: the SSE-trend stretching a-lineation that resulted from matching of the North and South China Blocks, yields an ^{40}Ar-^{39}Ar age of 212.6 Ma $\pm$ 0.4 Ma for phengite; the NNE-striking a-lineation that were formed in company with the Tan-Lu sinistral strike-slip fault and superimposed on the previous set. This relationship also shows that the main activation period of the Tan-Lu sinistral strike-slip fracture is later than Triassic.

(2) Stratigraphic evidence. Early Jurassic piedmont molasse formations on both sides of the southern segment of the Tan-Lu fault are comparable and the Tan-Lu fault clearly controlled the sedimentary thickness.

(3) Palaeomagnetic evidence. As above mentioned, no large-scale sinistral translation has occurred on the Tan-Lu fault since the Late Jurassic. Before Cretaceous, mainly in the Late Jurassic, the massif on the east rotated counterclockwise 15°～25°. Therefore, sinistral translation on the Tan-Lu fault probably occurred in the Early-Middle Jurassic.

(4) Evidence of sedimentary petrology. By the Late Triassic, Lower Yangtze Basin consisting of the Huangmaqing group had become a trans-compressional basin (Fig. 2—18). Heavy concentrations of apatite and lepidomorphite in the Huangmaqing Group in Lujiang were derived from the Susong Group at the southern margin of the Dabie Mountains, and heavy concentrations of blue corundum in the Huangmaqing Group in Yueshan of Huaining were derived from blue corundum kyanite-schist of the Susong Group. All these are expressions of syndepositional sinistral strike-slip movement, showing initiation of the fault as early as the Middle-Late Triassic.

(5) Evidence of isotopic chronology. Dating data (including U-Pb, ^{40}Ar-^{39}Ar, Sm-Nd, K-Ar and ESR methods, etc) from dynamometamorphic rocks along the Tan-Lu fault and the Dabie-Sulu high and ultrahigh pressure metamorphic rocks were plotted in a histogram (Fig. 9—6, 9—7), in which appeared several peak values, including 230~220 Ma, 220~210 Ma, 150~140 Ma and 110~90 Ma. Data from eclogites, concentrated on 230~220 Ma, approximately reflect the age of high and ultrahigh pressure metamorphic zone and the matching of the North and South China Blocks; data from blueschists and schistose mylonites concentrated on 210~220 Ma, approximately reflect the time span of transform from matching of the two blocks to the Tan-Lu sinistral transferring; and data from mylonites concentrated on 150 ~ 140 Ma, showing the activation time of sinistral transferring on the Tan-Lu fault system. Therefore, the Tan-Lu sinistral strike-slip movement occurred mainly in the Jurassic.

In Sanligang of Lujiang schistose mica and quartz mylonites are exposed, where two sets of mylonitic foliation are developed: the NE-striking and the NNE-striking sets, the latter clearly cuts the former. Phengites from schistose mylonites in them also show clear differences in texture. In the NE-striking foliation, they are predominated by 2 M type with b_0 of 0. 9012 ~ 0. 9039 nm; while in the NNE-striking foliation, phengites are predominated by 3T type with b_0 of 0. 9045 ~ 0. 9058 nm. ^{40}Ar-^{39}Ar dating of phengite yields plateau ages (209. 0 Ma ± 6. 6 Ma and 163 Ma) (Fig. 9—9, 9—10, 9—11). They reflect the enclosed ages of two thermal events respectively: matching of the North and South China Blocks and initiation of the Tan-Lu fault.

Ⅵ. PROGRESSIVELY SEGMENTATIONAL GROWING AND PROPAGATING MECHANISM FOR THE TAN-LU FAULT ZONE FROM SOUTH TO NORTH

According to the differences in the structural composition and evolution history of the Tan-Lu fault zone, it is divided into three segments, the northern, middle and southern ones. The fault zone is generally characterized by the progressively segmentational growing and propagating from south to north.

(1) The initiational and developmental ages of the left-lateral horizontal displacement get more and more young from south to north. The left-lateral ductile shearing displacement of the south segment in Dabie area initiated in the Late Indosinian epoch with its main action in the Early to Middle Jurassic. The north segment, Dunmi fault zone, initiated and developed mainly in the Early Cretaceous. The Tan-Lu fault zone therefore was not linked up from south to north until the Early Cretaceous.

(2) The left-lateral horizontal displacements get more and more little from south to north. The overall displacement of the Tan-Lu fault zone concentrated mainly on its middle-south segment in Jiangsu, Shandong and Anhui provinces with the cumulative

magnitude of 300 km, and was partially absorbed by the N—S shortening of the adjacent terranes. On the middle-south segment, the N—S crust shortening of 40%~45% or 240 ~300 km took place mainly from the Late Triassic to the Early-Middle Jurassic. The cumulative displacement of 100~150 km achieved on the north segment in Liaoning province, and it might be mainly absorbed by the N—S crust shortening of 27% or of 100 ~150 km, which resulted from the E—W trend folding of the *p-t* strata in the south Liaoning area north to the Su-Lu region. The shortening in Liaoning province might happen mainly in the Late Indosinian to the Late Jurassic, and ended at 152.9 Ma±0.4 Ma, which was later than the middle-south segment, has been obtained from an ^{40}Ar-^{39}Ar closure age of K-feldspar from mylonites in detachment fault lying over the E—W trending folds. Evidence above shows a trend of decreasing in scale from south to north.

(3) It is proved that, in terms of time span of the development of syntectonic sedimentary basins, the south, middle-south and middle segments of the Tan-Lu fault zone had controlled the Middle Triassic Huangmaqing Formation basins, the Middle to Lower Jurassic basins, and the Cretaceous volcanic and volcaniclastic sedimentary basins, respectively. The development ages of the syntectonic sedimentary basins decrease from south to north.

(4) The volcanism controlled by the Tan-Lu faulting decrease in age from south to north, and the ending ages of these volcanisms get younger in the same direction. The Cenozoic volcanism related to the north segment showed higher frequency and wider distribution than that to the south and middle segments.

Ⅶ. DEVELOPMENT OF THE TAN-LU FAULT SYSTEM AND EVOLUTION OF THE TECTONIC STRESS FIELD

According to the quantitative analysis of deformation on the Tan-Lu fault system, we divided the evolution of the Tan-Lu fault system into following six stages (see Fig. 13—26, 13—28).

1. *Preceding Tan-Lu stage (later* P_2—T_2)

The Paleo-Tethys between the North and South China Blocks began to shrink and to close, and the South China Block wedged into the North China Block in a SSE—NNW direction, forming the Dabie-Sulu high to ultrahigh pressure metamorphic belt. Tectonic stress field in this stage was σ_1 in a NNW—SSE direction with differential stress ($\sigma_1-\sigma_3$) >100 MPa.

2. *Initiating stage* (T_2—T_3)

The convergence between the South and North China Blocks transformed into the ductile Tan-Lu left-lateral shearing during this stage. Under the NNW—SSE principal compressive stress (differential stress was 50~110 MPa), arcuate convergence boundary slightly protruding southwards formed as a result of heterogeneous medium. Taking the arcuate protruding parts as the starting point, the Tan-Lu left-lateral ductile shear took

place in the middle-lower crust and the left-lateral ductile strike-slip fault belt formed in the basement. As a result, the NE trending echelon fold system formed in the cover and the N—S crust-shortening of 100 km happened. In the basement east of the Tan-Lu fault, top-to- the SSE ductile shear detachment belts developed with the cumulative displacements probably as large as 300 km.

3. *Left-lateral strike-slip faulting stage* (J_{1-2}—J_3)

West Pacific kinetic regime began to replace the Paleo-Tethys one during this stage and the σ_1 direction switched from NNW—SSE to NW—SE (the stress was about 160～190 MPa). Meanwhile, the Tan-Lu fault extended from middle-deep to shallow levels, and transformed from ductile to brittle left-slip faulting. While the Tan-Lu faulting controlled the formation and distribution of the Jurassic sediments in the central southern part of the fault zone, they could lead to the uplift and exhumation of the Dabie-Sulu high to ultrahigh pressure metamorphic belt along the both sides of the fault zone. Therefore, the left-slip faulting in the central southern part of the farlt zone was shaped during the Jurassic. During late Jurassic, the Yangze Block east of the fault zone rotated 15°～25° counterclockwise.

4. *Extension stage* (K_1—K_2)

From the end of the Late Jurassic to the beginning of the Early Cretaceous, as a result of the Pacific plate subducted under the Eurasian continental crust, the shallow crust in East China became extensional and endowed the Tan-Lu fault zone extension characteristics. The Tan-Lu fault zone continued to extend to the surface and to the deep and the fault system became larger. The Tan-Lu fault system controlled extensive volcanism and plutonism in the Late Jurassic to the Early Cretaceous. Faulted basins formed in both flanks of the fault zone and left-slip up to 100～150 km took place in the Dunmi fault zone. We believe that the Tan-Lu fault zone may be lined through from south to north during the Early Cretaceous and the frameworks of the fault system formed then. Moreover, the extension in the Tan-Lu fault system also resulted in the rapid uplift and exhumation of the Dabie-Sulu belt and the formation of the Hefei and Laiyand basins meanwhile. The tectonic stress field in this stage is characterized by σ_3 in near E—W direction with stress of 130～150 MPa.

5. *Right-lateral strike-shift compressive stage (later* K_2—E)

The direction of the Pacific Plate subduction under the Eurasian continent switched from NW to NNW at the end of the Late Cretaceous. The continent of Indian underthrust into the continent of Asian during Eocene. These two events resulted in the variations of the tectonic stress field in the Tan-Lu fault system from near E—W extension to near E—W compression with the stress of 90～130 MPa. Therefore the compression with right lateral strike-shift was the dominant factors in its northern part, while its southern part was characterized by compression and left strike-slide. At the shallow levels the Cretaceous sequences formed a large-scale compressional fold system. When the Tan-Lu fault system

continued to develop into the upper mantle, mantle xenolithes were distributed along the fault zone. The right lateral strike-shift of Tan-Lu fault system also resulted in the formation of the rotational shear structures in western Shandong west of Tan-Lu fault zone. In addition, the generation and development of a series of Tertiary sedimentary basins and oil-gas reservoirs are also controlled by the Tan-Lu fault system.

6. *Neoid (late)active stage* (N—Q)

The tectonic stress field in the Tan-Lu fault system since the Neogene is essentially the same as that in Paleogene, i. e. , near the E—W compression. At the shallow level Cenozoic folds and thrust faults developed, the Quaternary sediments are overlain by the older sequences as of thrusting. The Tan-Lu fault system penetrated through Moho into the upper mantle and acted as an ascending conduct of upper mantle materials. Along the Tan-Lu fault system, doming and flexure might appear in the lower crust and at the upper levels of the asthenosphere, and the low-velocity zone in the middle crust was distributed concentratelly. It is inferred that the Tan-Lu fault system is now a seismic belt.

图版说明及图版

图　版　Ⅰ

Ⅰ—1　山东沂水县马站乡上窑村南鄌郚-葛沟断裂的北东向次级断裂切割新第三系玄武岩层，并使其垂直错动。镜头方向 75°。

Ⅰ—2　上窑村南鄌郚-葛沟断裂挤压破碎带。右侧色调较浅部分为太古宇泰山群片麻岩；左侧暗色部分为白垩系下统青山组火山岩。镜头方向 230°。

Ⅰ—3　马站东沂水-汤头断裂带中白垩系上统王氏组发育的断裂与挤压破碎带。镜头方向 205°、240°。

Ⅰ—4　鞠家窑安丘-莒县断裂，西侧为奥陶系厚层灰岩，东侧为白垩系上统王氏组。镜头方向：北。

Ⅰ—5　沂水峨山口泰山群混合岩化黑云斜长片麻岩的强塑性流动构造。镜头方向 55°。

Ⅰ—6　沂水解家洼北奥陶系灰岩层的不对称褶皱。镜头方向：北。

Ⅰ—7　诸诚孟疃安丘-莒县断裂东侧白垩系上统王氏组中出现的背斜褶皱。镜头方向 210°。

图　版　Ⅱ

Ⅱ—1　山东沂水县道托乡花沟沂水-汤头断裂带古生界断片内的挤压破碎与揉皱。镜头方向 210°

Ⅱ—2　沂水花沟古生界断片内的直立褶皱。镜头向下，左为南。

Ⅱ—3　郯城县麦坡安丘-莒县断裂的新活动，白垩系上统王氏组逆冲在第四系之上。镜头方向 185°。

Ⅱ—4　莒县峤山水库溢洪道发育在白垩系上统王氏组中的昌邑-大店断裂挤压破碎与陡立岩层带。镜头方向 50°。

Ⅱ—5　莒县峤山水库溢洪道王氏组岩层的不对称褶皱。镜头方向 60°。

Ⅱ—6　莒县峤山水库溢洪道王氏组岩层的近直立褶皱。铅笔指向 200°。

Ⅱ—7　安徽肥东县山王集十八趟水库西北侧池河-太湖断裂上盘白垩系上统张桥组，右侧为挤压破碎带，左侧岩层发育北西向次级裂隙。镜头方向 30°。

Ⅱ—8　山东蒙阴县常路乡小山口北寒武系张夏灰岩的叠瓦逆冲构造。镜头方向 305°。

图　版　Ⅲ

Ⅲ—1　长石不对称残斑，示上层向南东(左旋)剪切。嘉山管店，正交偏光：12.5×25。

Ⅲ—2　"云母鱼"，示上层向南东(左旋)剪切。嘉山管店，正交偏光：12.5×25。

Ⅲ—3　白云母膝折带。嘉山管店，正交偏光：12.5×25。

Ⅲ—4　长石不对称残斑(δ型)，示上层向北弱东(右旋)剪切。全椒黄栗树，正交偏光：12.5×2.5。

Ⅲ—5　动态重结晶状态下的石英亚颗粒。黄栗树，正交偏光：12.5×4。

Ⅲ—6　长石不对称残斑，示上层向北北东(左旋)剪切．长石颗粒已经蚀变。全椒黄栗树，正交偏光：12.5×2.5。

Ⅲ—7　周岗组砂岩的倒转褶皱为密集的间隔劈理所叠加，指示变形的韧—脆性过渡特征。镜头方向为北。全椒周岗村西。

Ⅲ—8　含煤的寒武系黄栗树组灰岩组成的叠瓦逆冲构造。镜头方向为南。黄栗树水库坝南、陈洼村西。

图 版 Ⅳ

Ⅳ—1 原粒状结构 正交偏光。

Ⅳ—2 碎斑结构 正交偏光。

Ⅳ—3 板状变晶结构 正交偏光。

Ⅳ—4 等轴变晶结构 正交偏光。

Ⅳ—5 糜棱结构，叶理发育。

Ⅳ—6 糜棱结构，基质颗粒成镶嵌状。

Ⅳ—7 糜棱包体中的火山玻璃脉。

Ⅳ—8 间隙火山玻璃及自形的辉石微晶。

图 版 Ⅴ

Ⅴ—1 位错墙(用氧化缀饰法揭示)。

Ⅴ—2 亚颗粒构造(用氧化缀饰技术揭示)。

Ⅴ—3 位错环(用氧化缀饰技术揭示)。

Ⅴ—4 三角形位错(用氧化缀饰技术揭示)。

Ⅴ—5 角闪石(Am)围绕尖晶石，单偏光。

Ⅴ—6 金云母片，单偏光。

图 版 Ⅵ

Ⅵ—1 糜棱岩面理构造和S-C组构，并示上层向南运动(铅笔尖指北)，日照梭罗树，镜头向西。

Ⅵ—2 眼球状糜棱岩，面理和S-C组构发育，示上层向SE运动(铅笔尖指向SE下)，胶南会家阿乐，镜头向南西。

Ⅵ—3 花岗质糜棱岩，线理极发育，走向NWW—SEE，莒南洙边，镜头向下。

Ⅵ—4 榴辉岩呈不规则状产出，并发育a型褶皱，莒南张家沟，镜头向西。

Ⅵ—5 榴辉岩中鞘褶皱，岳西五庙，镜头向下。

Ⅵ—6 张八岭群，糜棱岩中b型褶皱，嘉山林东水库，不对称，示上层向南东运动，镜头指向南西。

Ⅵ—7 糜棱岩中b型(M型)褶皱，莒南蝎子山，镜头指向NW。

Ⅵ—8 长英质糜棱岩中长石旋转残碎斑晶，呈σ型，指示上层向SE运动，嘉山管店，ac片，面向SW，正交偏光，10×2.5。

图 版 Ⅶ

Ⅶ—1 长英质糜棱岩，由残碎斑晶和韧性基质两部分组成，莒南洙边，ac片，正交偏光，10×2.5。

Ⅶ—2 长石糜棱岩，长石具有亚颗粒及动态重结晶，诸城崔家庄，ac片，正交偏光。

Ⅶ—3 含蓝闪石片状糜棱岩，全椒西冷，正交偏光，10×2.5。

Ⅶ—4 糜棱状榴辉岩，石榴子石集合体呈眼球状，绿辉石等呈条带状，文登靖海卫，单偏光，10×2.5。

Ⅶ—5 张八岭群糜棱岩中强烈变形的花岗质砾石，构成假条带状构造，嘉山林东水库，镜头指向西。

Ⅶ—6 榴辉岩呈褶皱状产状，文登靖海卫，镜头指向SE(下)。

Ⅶ—7 榴辉岩呈透镜状产状，文登滕家，镜头向下。

Ⅶ—8 五莲-即墨-牟平断裂带中韧脆性糜棱岩，S-C组构及小柔皱示上盘向下(北)运动，诸城桃园，镜头向北东。